



UNIVERSIDAD ANDRÉS BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Geología

“ESTUDIO DEL NIVEL MARINO RELATIVO A TRAVÉS DEL MODELO GLACIO-EUSTÁTICO, DURANTE LA DEPOSICIÓN DE LA FORMACIÓN LOS MOLLES, A LOS 32°S”

Memoria para optar al título de Geóloga

Autor

Ximena Alexandra Salazar Maturana

Profesor guía:

Pierre-Yves Descote

Miembros de la comisión:

Manuel Suárez Dittus (Director de la Comisión)

Jean Baptiste Gressier (Profesor invitado)

Santiago de Chile

2018

“Si cautivados por su belleza los tomaron por dioses, sepan cuánto les aventaja su Señor, pues los creó el autor de la belleza. Pues por la grandeza y hermosura de las criaturas, se descubre por analogía a su Creador”.

Sabiduría 13, 3. 5.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar a Dios, que siempre está presente. Gracias a él he tenido la perseverancia y la actitud de levantarme cuando me caigo, porque en él todo lo puedo. Siempre repetía la frase “Dios provee” y así fue durante toda la carrera. Gracias Señor!

Agradecerle a mi familia, a mis padres especialmente, que me dieron la oportunidad de poder estudiar. Gracias por el apoyo en todo ámbito, por brindarme espacio, tiempo y preocupación para poder desarrollar mi carrera durante estos años. A mis hermanas, por preguntarme siempre si estaba estudiando para no hacer tanto ruido jaja. Los amo!

Gracias a mis profesores miembros de la comisión, Manuel Suarez, Jean Baptiste, que fueron fundamentales en mi desarrollo durante el terreno en Los Molles, aclarándome todas las dudas y aportando también a mi Memoria. Agradecer, sobre todo, a mi profesor guía, Pierre-Ives, por estar siempre dándome ánimo en todo. Su buena actitud y positivismo fueron de mucha ayuda durante todo este proceso. Muchas gracias por todo.

Gracias a mis compañeros de universidad, amigos sobre todo, por hacer de estos años los mejores. Por pasar noches enteras estudiando juntos, dándome ánimo, y entendiendo siempre mis faltas a juntas, cumpleaños, etc... porque no tenía tiempo. Gracias por la ayuda, carretes, y momentos agradables con ustedes.

Gracias a mis amigos de tutoría del Colegio San Lorenzo, dónde trabajé mientras estudiaba, en especial a la Eli y la Romi, que siempre estuvieron apoyándome en todo, tanto en el trabajo como con la universidad. Gracias a la Ceci, por acompañarme también en todo y animándome en los momentos más difíciles.

CONTENIDO

Resumen	XXI
Abstract.....	XXIII
Résumé	XXV
I INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos.....	3
1.1.1 Objetivos Generales	3
1.1.2 Objetivos Específicos	3
1.2 Hipótesis del trabajo	4
1.3 Metodología de objetivos específicos	4
II ESTADO DEL ARTE	6
2.1 Marco Geográfico	6
2.1.1 Ubicación.....	6
2.1.2 Vías de acceso	6
2.2 Marco Geológico y estratigráfico general	8
2.2.1 Rocas sedimentarias de edad Triásica.....	11
2.2.2 Rocas de edad Jurásica	12
2.2.3 Intrusivos Jurásicos (191-138 Ma)	14
2.3 Contexto Geodinámico de la Formación Los Molles.....	15
2.3.1 Estructural	15
2.3.2 Estratigráfico (datos bibliográficos y de terreno)	19
2.3.2.1 Columna sintética.....	19
2.3.2.2 Estructuras sedimentarias.....	21
2.3.2.3 Bioturbaciones del miembro lutítico	25

2.3.2.4 Petrología de unidades	29
2.3.2.5 Estudio de Facies	30
2.3.3 Marco Tectónico	31
III MODELIZACIÓN DE LA CUENCA LOS MOLLES SEGÚN MODELO GLACIO-EUSTÁTICO.....	33
3.1 Aporte para el estudio Glacio-eustático	33
3.1.1 Efecto eustático:.....	37
3.1.2 Efecto tectónico	38
3.1.3 Aporte Sedimentario.....	39
3.1.4 Fórmula final para el cálculo de batimetría	41
3.2 Cálculo de Compactación.....	41
3.3 Tasa de Sedimentación	45
IV DESARROLLO DEL TRABAJO.....	47
4.1 Limitantes	47
4.2 Parámetros	48
4.3 Restricción del Modelo	49
4.4 Aplicación de la Modelización.....	49
4.4.1 Descompactación por Procedimiento nº1.....	49
4.4.2 Descompactación por Procedimiento nº2.....	55
4.4.3 Tasa de sedimentación	61
4.4.4 Modelo Glacio-eustático: cálculo de batimetría	64
V RESULTADOS	68
5.1 Descompactación	68
5.2 Tasa de sedimentación.....	71
5.3 Modelo Glacio-Eustático.....	72

8.4 Orientación y estructuras sedimentarias.....	73
VI DISCUSIÓN DEL APOORTE DEL TRABAJO.....	75
6.1 Para el estudio de compactación.....	75
6.2 Para el cálculo de la Tasa de Sedimentación.....	76
6.3 Modelo Glacio-eustático	77
6.4 Proveniencia de Sedimentos	84
VII CONCLUSIÓN.....	86
VIII BIBLIOGRAFÍA.....	88
IX ANEXOS.....	95
9.1 Tablas con orientación de planos de estratificación, laminación, y línea de charnela de slump (Dip/Dip direction), obtenidos en terreno.	95
9.2 Tablas con cálculos de iteración para el procedimiento n°1 de descompactación.....	96
9.3 Tablas y gráficos para el cálculo de batimetría, sin aporte tectónico.....	97
9.4 Tablas y gráficos para el cálculo de batimetría, con aporte tectónico....	103

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa desde Santiago a la localidad Los Molles, mostrando la ruta 5 Norte en azul como acceso a la localidad.....	7
Figura 2. Mapa geológico de la costa de Chile entre los 32°5´S y 32°20´S. A la izquierda se observa el mapa de Chile, con la ubicación en color rojo de la zona de estudio. Modificado de la Hoja Quillota-Portillo (Rivano, 1996).	9
Figura 3. Leyenda representativa de la ubicación temporal de las Formaciones e intrusivos adyacentes a la Formación Los Molles. Edades extraídas de la Hoja Quillota-Portillo (Rivano, 1996).	10
Figura 4. Paleogeografía del ciclo Pre-Andino en Chile y Argentina. A) América del sur mostrando en gris la distribución aproximada de las cuencas con orientación NNO-SSE, basada en Uliana & Biddle (1988). B) Distribución de los depósitos marinos y continentales cuencas Triásicas. 1, Depósitos marinos; 2, Depósitos continentales; 3, Fallas delimitadoras de cuencas observadas; 4, Fallas inferidas. A, Cuenca el Profeta-La Ternera; B, Cuenca San Félix; C, Cuenca La Ramada; D, Cuenca El Quereo-Los Molles; E, Cuenca Bío-bío Temuco; F, Cuenca del Bermejo; Y G, Cuenca de Cuyo; El círculo amarillo, encierra la ubicación de la zona de estudio para este trabajo. Basado en Charrier et al. (2007).	15
Figura 5. Ubicación de los puntos 1, 2 y 3 a lo largo de la costa, de los sectores de dónde se obtuvieron las orientaciones de los estratos de la Formación Los Molles.	16
Figura 6. Diagrama de densidad de polos generado en el programa Dips, de acuerdo a orientaciones obtenidas en terreno (Anexo 9.1), en el sector n°1 (Figura 5). Se observa el plano representativo para esta sección, con rumbo de 22° hacia el oeste.	17

Figura 7. Diagrama de densidad de polos generado en el programa Dips, de acuerdo a orientaciones obtenidas en terreno (Anexo 9.1), en el sector n°2 (Figura 5). Se observa el plano representativo para esta sección, con rumbo NS..... 17

Figura 8. Diagrama de densidad de polos generado en el programa Dips, de acuerdo a orientaciones obtenidas en terreno (Anexo 9.1), en el sector n°3 (Figura 5). Se observa el plano representativo para esta sección, con rumbo de 22° hacia el oeste. 18

Figura 9. A. Mapa de la parte occidental de Chile a los 32°S, indicando en un recuadro la zona de estudio. B. Mapa de distribución de los diferentes miembros de la Formación Los Molles distinguidos por Cecioni y Westermann (1968) y sus orientaciones correspondientes. Se observa el cambio de orientación hacia NE de los miembros que se describen más adelante: d: Miembro arenoso basal; c: Miembro lutítico; b: Miembro de areniscas y lutitas; a: Miembro arenoso superior; 1: Localidad con trazas fósiles. Modificado de Covacevich, Suárez y Sepúlveda (1987)..... 18

Figura 10. Columna sintética de la Formación Los Molles, modificado según Cecioni & Westermann (1968). Se observan direcciones de paleocorrientes según datos de Cecioni & Westermann (1968) en los miembros A, B y C. Los segundos datos de paleocorrientes en los miembros B y C, corresponden a orientaciones obtenidas en terreno para fines de este trabajo. 21

Figura 11. Modificación estructural de la Figura 9. Se presenta el mapa de la parte occidental de Chile a los 32°S representando las direcciones de las estructuras de corriente inicial. Se observan los cuatro miembros de la Formación (d, c, b y a de base a techo), con sus respectivas orientaciones. Los diagramas de rosas obtenidos de los sectores señalados, representan la orientación de las laminaciones cruzadas (1, 2 y 3), además de la orientación de la línea de charnela del slump (4). Modificado de Covacevich, (1987)..... 24

Figura 12. Diagrama esquemático del índice de bioturbación (IB), modificado de Reineck (1963), Taylor y Goldring (1993) y Taylor et al. (2003), por MacEachern y Bann (2008). Los grados de bioturbación corresponden a: BI 0 = 0% de bioturbación; BI 1 = 1-4% de bioturbación; BI 2 = 5-30% de bioturbación; BI 3 = 31-60% de bioturbación; BI 4 = 61-90% de bioturbación; BI 5 = 91-99% de bioturbación; y BI 6 = 100%. Extracto de Hsieh, Allen y MacEachern (2015). 26

Figura 13. Variación eustática del nivel marino durante el Fanerozoico (Modificado de Plint, A. G. et al., 1992). Se observan las curvas eustáticas del nivel marino a lo largo de la historia, definidas para ciclos de 1° y 2° orden. 34

Figura 14. Esquema explicativo de los términos de eustasia, nivel marino relativo, profundidad del agua y sedimento acumulado (after Jervey 1988; Extracto de libro Sequence Stratigraphy, Emery & Myers (1996))..... 35

Figura 15. Curva sinusoidal de la función Glacio-eustática, en relación a la caída del nivel marino relativo y la tasa de subsidencia tectónica. Extracto del libro Basin Analysis, 2005 (Allen & Allen, 2005). 36

Figura 16. Gráfica de la función senoide (“Las ondas senoidales”, s.f, Grado multimedia) 38

Figura 17. Gráfica de porosidad v/s profundidad, para las litologías de Lutita y Arenisca. Extracto de libro Estratigrafía: Principios y métodos (Torres, 1994). 42

Figura 18. Columna sintética con datos a utilizar para el cálculo de la descompactación, generada a partir del aporte de Cecioni y Westermann (1980). 51

Figura 19. Explicación de la razón entre diámetros mayores y menores de las trazas deformadas. Se observa que producto de la deformación, el diámetro a disminuye su longitud. 59

Figura 20. Variaciones del nivel marino, presentadas en ciclos de tercer orden a lo largo de la historia. En el recuadro negro se especifica el lapso de tiempo en

el cual se define la longitud de onda “ λ ” y la amplitud “ h_o ”, para cada ciclo. Modificado del capítulo 14, del Libro The Earth through time (Levin, 2006). 65

Figura 21. Variaciones globales del nivel marino a lo largo de la historia, definida por diferentes autores. Los ciclos graficados corresponden a ciclos de tercer orden. En el recuadro negro se especifica el lapso de tiempo en el cual se define la longitud de onda “ λ ” y la amplitud “ h_o ”, para cada ciclo. Modificado de Verard et al. (2015). 66

Figura 22. Columna descompactada según procedimiento n°1 con nueva potencia. Se muestra de manera gráfica por qué $Z'1$ tiene un valor nulo, al ser extraídos los miembros superiores. 69

Figura 23. Columna descompactada según procedimiento n°2 con nueva potencia, de acuerdo al aporte de Ramm y Bjoerlykke. Se muestra para cada miembro, el porcentaje compactado antes de la descompactación, es decir, representan las potencias de cómo se observan hoy en día. 70

Figura 24. Columna descompactada según procedimiento n°2 con nueva potencia, de acuerdo al aporte de Covacevich et al., (1987) y aporte de terreno. Se muestra para cada miembro, el porcentaje compactado antes de la descompactación, es decir, representan las potencias de como se observan hoy en día. 71

Figura 25. Diagrama de rosas generado en el programa Dips, de los datos de orientaciones de estratos, obtenidos a partir de los puntos 1, 2 y 3 de la Figura 5. Se muestra una transición del rumbo desde el NW hacia el NE. 74

Figura 26. Diagrama de rosas generado en el programa Dips, de los datos de laminación cruzada, obtenidos a partir de los puntos 1 (L.1), 2 (L.2) y 3 (L.3) de la Figura 11. Se muestra una tendencia del rumbo hacia el NW. 74

Figura 27. Diagrama de rosas, generado en el programa Dips, de los datos de orientación de la línea de charnela de los slumps, obtenidos de los datos en el punto 4 de la Figura 11.	74
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 1. Gráfico profundidad versus porosidad para litología de arenisca y lutita. La línea azul corresponde al estudio de compactación en lutitas, y la línea roja para la arenisca. Extracto de Avseth, P., Mavko, G., Dvorkin, J., & Mukerji, T. (2001).	56
Gráfico 2. Función Glacio-eustática del nivel relativo marino, durante el Triásico y Jurásico, con una subsidencia tectónica nula (Anexo 9.3).....	73
Gráfico 3. Variación del nivel marino relativo, de acuerdo a un valor de λ igual a 10 M.a.....	78
Gráfico 4. Variación del nivel marino relativo, de acuerdo a un valor de λ igual a 1 M.a.....	78
Gráfico 5. Variación del nivel marino relativo, de acuerdo a un valor de λ igual a 0.1 M.a.....	79
Gráfico 6. Variación del nivel marino relativo, de acuerdo a un valor de λ igual a 0.05 M.a.....	79
Gráfico 7. Representación de la función sinusoidal con aporte tectónico, para diferentes valores de λ (0.25; -0.25; 2π ; -2π), y con un valor de longitud de onda de 6.07 M.a, generado en el programa Excel.	81
Gráfico 8. Representación de la función sinusoidal con una tasa de subsidencia tectónica igual a 39.2 y longitud de onda 0.1 M.a. Se observa un cambio en la simetría de la curva con respecto al gráfico 7.....	82
Gráfico 9. Representación de la función sinusoidal con tasas de subsidencia tectónica igual a -19.6; -39.2; -58.8, y longitud de onda 6.07 M.a. Se observa que el nivel marino baja cada vez que la tasa de subsidencia tectónica es menor.....	83

Gráfico 10. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 6.07 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.	98
Gráfico 11. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 10 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.	99
Gráfico 12. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 1 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.	100
Gráfico 13. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 0,2 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.	101
Gráfico 14. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 0.1 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.	102
Gráfico 15. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 0.05 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.	103
Gráfico 16. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 6.07 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se observan 4 curvas definidas para diferentes tasas de subsidencia tectónica (39.2; -39.2; 1.55; -1.55).	105
Gráfico 17. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 0.1 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. La variación depende de una tasa de subsidencia tectónica igual a 39.2.	106
Gráfico 18. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 6.07 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se	

observan 3 curvas definidas para diferentes tasas de subsidencia tectónica (-
19.6; -39.2; -58.8). 108

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Ilustración 1. Estratificación con laminación cruzada, indicando dirección de flujo hacia NW. Datos obtenidos en terreno efectuado en la zona de estudio.....	22
Ilustración 2. Turbiditas con secuencias de areniscas y lutitas, en la parte superior de la columna Los Molles. Datos obtenidos en terreno efectuado en la zona de estudio.....	23
Ilustración 3. Slump perteneciente al miembro C (lutita) de la Formación Los Molles. Se observa la línea de Charnela con una orientación SW-NE.	23
Ilustración 4. Bioturbaciones del miembro lutítico C, pertenecientes a la Formación Los Molles. A: Vista general de afloramiento con bioturbaciones y orientaciones dispersas; B: Galerías (bioturbación) de dónde se obtuvieron las mediciones de los diámetros mayores y menores en las caras redondeadas; C: Entrelace de bioturbaciones. Se observa cómo las galerías se conectan entre sí (Imágenes obtenidas en terreno).....	28

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Mediciones diametrales (cm), de las caras redondeadas pertenecientes a las galerías de bioturbaciones, observadas en el miembro lutítico C de la Formación Los Molles.	27
Tabla 2. Parámetros de porosidad (fo) y constante de profundidad vs porosidad (C), para litologías del Mar del Norte, definida por Scatler y Christie, 1980.....	52
Tabla 3. Tabla resumen para el procedimiento de descompactación n°1. Se muestra la nueva potencia calculada para cada miembro, junto con los metros descompactados (datos calculados en excel).	54
Tabla 4. Tabla resumen para el procedimiento de descompactación n°2. Se muestra la nueva potencia calculada para cada miembro, junto con los metros descompactados.....	58
Tabla 5. Mediciones de los diámetros mayores y menores obtenidos de las caras redondeadas de las trazas fósiles, con sus respectivos porcentajes de compactación.....	60
Tabla 6. Tabla resumen para el procedimiento de descompactación n°2, de acuerdo a los datos aportados por Covacevich et al., (1987) y datos de terreno. Se muestra la nueva potencia calculada para el miembro lutítico C, junto con los metros descompactados.	61
Tabla 7. Edades relativas definidas por diferentes autores (Cecioni y Westermann, 1968; Bell y Suárez, 1995; Covacevich et al., 1987), para cada miembros de la sucesión estratigráfica perteneciente a la Formación lo Molles.	62
Tabla 8. Cálculos de TS para cada miembro de la columna estratigráfica Los Molles, según los datos de potencias obtenidos del procedimientos n°1 de descompactación.	63

Tabla 9. Cálculos de TS para cada miembro de la columna estratigráfica Los Molles, según los datos de potencias obtenidos del procedimientos n°2 de descompactación.....	63
Tabla 10. Resumen de las potencias calculadas para cada miembro de la columna estratigráfica Los Molles, de acuerdo al procedimiento n°1 de descompactación.....	68
Tabla 11. Resumen de las potencias calculadas para cada miembro de la columna estratigráfica Los Molles, de acuerdo al procedimiento n°2 de descompactación, según los aportes de Ramm y Bjoerlykke (1994), Covacevich et al., (1987) y Datos obtenidos en terreno.....	70
Tabla 12. Resultados de los cálculos de la tasa de sedimentación TS, de acuerdo a las potencias que se calcularon para el procedimiento n°1 y el procedimiento n°2.....	72
Tabla 13. Resultados del cálculo de batimetría a diferentes tiempos “t”, con una longitud de onda $\lambda = 6.07$ M.a (en millones de años) y amplitud $h_0 = 37.87$ m (en metros) (Anexo 9.3).	72
Tabla 14. Valores para la tasa de subsidencia tectónica “a” en m/M.a, de acuerdo a diferentes valores del parámetro adimensional ψ	80
Tabla15. Valores para la tasa de subsidencia tectónica negativa “a” en m/M.a, de acuerdo a diferentes valores del parámetro adimensional ψ	83
Tabla 16. Datos obtenidos en terreno. Se muestra la orientación en “dip direction” de estratificaciones y laminación cruzada, de los tres sectores de donde se obtuvieron los datos.	95
Tabla 17. Mediciones de dip direction, obtenidas de la charnela del slump.	96
Tabla 18. Cálculos de iteración para valores de y_2' de acuerdo al procedimiento n°1 del miembro D.	96

Tabla 19. Cálculos de iteración para valores de y_2' de acuerdo al procedimiento n°1 del miembro C.	96
Tabla 20. Cálculos de iteración para valores de y_2' de acuerdo al procedimiento n°1 del miembro B.	97
Tabla 21. Cálculos de iteración para valores de y_2' de acuerdo al procedimiento n°1 del miembro A.	97
Tabla 22. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.	98
Tabla 23. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 10 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.	99
Tabla 24. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 1 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.	100
Tabla 25. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 0.2 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.	101
Tabla 26. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 0.1 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.	102

Tabla 27. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 0.5 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.	102
Tabla 28. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi=2\pi$	103
Tabla 29. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi= -2\pi$	104
Tabla 30. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi=0.25$	104
Tabla 31. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi=-0.25$	105
Tabla 32. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 0.1 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi= 2\pi$	106
Tabla 33. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi= -\pi$	107

Tabla 34. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = -2\pi$ 107

Tabla 35. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = -3\pi$ 108

Resumen

Este trabajo es una representación del modelo Glacio-eustático durante el tiempo Pérmico - Triásico superior y Jurásico Inferior, el cual muestra como ha sido la variación del nivel marino relativo durante esta época, modelado a través de la gráfica de una función de tipo sinusoidal. Estas variaciones están directamente relacionadas con la tasa de aporte sedimentario y la tasa de subsidencia tectónica de una cuenca.

El estudio del aporte sedimentario de la Cuenca El Quereo - Los Molles, específicamente de la Formación Los Molles (Triásico superior/Nóricico-Jurásico Inferior/Pliensbachiano), ha sido posible a través del modelo Glacio-eustático, mediante el cual se ha podido calcular las variaciones del nivel marino relativo durante su formación. Para esto, se realiza una cuantificación de la compactación de los estratos (cálculo de porcentajes) y de la tasa de sedimentación de la columna sintética perteneciente a la Formación Los Molles, para posteriormente implementar los datos en el modelo Glacio-eustático.

El estudio bibliográfico de las variaciones del nivel marino durante el Triásico y Jurásico, entregan datos de la amplitud y longitud de onda para la gráfica de la función sinusoidal del modelo aplicado. El promedio de estos parámetros entrega valores para una amplitud "***h_o***" igual a 37.87 metros, con una longitud de onda "***λ***" igual a 6.07 millones de años. Estos parámetros definen la amplitud y el tiempo para un ciclo de tercer orden, implementados en el modelo eustático.

En un principio, se propone un modelo en el cual se emplea una subsidencia tectónica nula, debido a la ausencia de la tectónica durante este período (segunda etapa del ciclo Pre-Andino). En este caso, se hace una variación del parámetro "***λ***", lo cual demuestra que a menor tiempo de amplitud, existe una mejor simetría de la curva sinusoidal, lo cual implica una menor variación de la superficie de sedimentación. Sin embargo, en la discusión de este trabajo, se

realiza un modelo para diferentes valores asignados a la tasa de subsidencia tectónica, con lo cual se concluye que existe un mayor aporte sedimentario mientras la subsidencia tectónica sea menor.

Un estudio de proveniencia de sedimentos, indica un flujo en dirección SE-NW, definiendo así la zona más proximal perteneciente a los miembros superiores (zona sur del afloramiento) de la Formación Los Molles, y la zona distal pertenecientes a los miembros inferiores (zona norte del afloramiento) de dicha Formación. Además, se determina un aumento del nivel marino relativo, de acuerdo al ambiente de deposición de los miembros inferiores, que corresponde a un ambiente de plataforma marina, mientras que los miembros superiores se habrían formado en el pie del talud continental.

Abstract

This work is a representation of the Glacio-eustatic model during the Permian time - Upper Triassic and Lower Jurassic, which shows how it has been the relative sea level variation during this time, modeled through the graph of a sinusoidal type function. These variations are directly related to the rate of sedimentation and the rate of tectonic subsidence of a basin.

The study of the sediment supply of the El Quereo - Los Molles Basin, specifically of the Los Molles Formation (Upper Triassic / Lower-Early Jurassic / Pliensbachian), has been possible through the Glacio-eustatic model, by means of which it has been possible to calculate the variations of the relative sea level during its formation. For this, a quantification of the compaction of the strata (calculation of percentages) and the sedimentation rate of the synthetic column belonging to the Los Molles Formation is made, to later implement the data in the Glacio-eustatic model.

The bibliographic study of the variations of the marine level during the Triassic and Jurassic, give data of the amplitude and wavelength for the graph of the sinusoidal function of the applied model. The average of these parameters gives values for an amplitude " h_0 " equal to 37.87 meters, with a wavelength " λ " equal to 6.07 million years. These parameters define the amplitude and time for a third-order cycle, implemented in the eustatic model.

In the beginning, a model is proposed in which a null tectonic subsidence is used, due to the absence of tectonics during this period (second stage of the Pre-Andino cycle). In this case, a variation of the parameter " λ " is made, which shows that at a shorter amplitude time, there is a better symmetry of the sinusoidal curve, which implies less variation of the sedimentation surface. However, in the discussion of this work, a model is made for different values assigned to the tectonic subsidence rate, with which it is concluded that there is a greater sediment supply while the tectonic subsidence is lower.

A sediment provenance study indicates a flow in the SE-NW direction, thus defining the most proximal zone belonging to the upper (southern) members of the Los Molles Formation, and the distal zone belonging to the lower (northern) members of said Formation. In addition, an increase in the relative sea level is determined, according to the environment of deposition of the lower limbs, which corresponds to the marine platform environment, while the upper members were formed at the slope apron.

Résumé

Ce travail est une représentation du modèle glacio-eustatique durant le Permien, Triasique supérieur et Jurassique inférieur, qui montre l'évolution du niveau marin durant cette époque, modélisé à l'aide de la représentation graphique d'une fonction sinusoïdale. Ces variations sont directement liées aux taux d'apports sédimentaires, et aux taux de subsidence tectonique d'un bassin sédimentaire.

L'étude de l'apport sédimentaire du bassin « El Quereo – Los Molles », et plus particulièrement de la Formation « Los Molles » (Triasique supérieur/ Norique – Jurassique inférieur/ Plesbachien), est rendue possible grâce au modèle eustatique, à travers lequel, il a été possible de calculer les variations du niveau marin relatif durant sa formation. Pour cela, une étude de la compaction des strates (calcul de pourcentage) a été réalisée, et par le taux de sédimentation de la colonne synthétique appartenant à la formation de « Los Molles », pour apporter une amélioration des données du modèle glacio eustatique.

Les études bibliographiques des variations du niveau marin, durant le Triasique et le Jurassique ; donne des informations d'amplitude et de longueur d'onde pour représenter graphiquement la fonction sinusoïdale du modèle appliqué. La moyenne de ces paramètres donne des valeurs pour une amplitude « h_0 » égale à 37.87 mètres, ainsi qu'une longueur d'onde de 37.87 mètres, et une longueur d'onde " λ " de 6.07 millions d'années. Ces paramètres définissent l'amplitude et le temps pour un cycle de 3ème ordre, développé et implémenté dans le modèle eustatique.

Au départ, un modèle est proposé dans lequel une subsidence tectonique nulle est utilisée, en raison de l'absence de tectonique durant cette période (deuxième étape du cycle pré-andino). Dans ce cas, on fait une variation du paramètre " λ ", ce qui montre qu'à plus court temps d'amplitude, il y a une meilleure symétrie de la courbe sinusoïdale, ce qui implique moins de variation de la surface de sédimentation. Cependant, dans la discussion de ce travail, il a

été réalisé un modèle pour différentes valeurs assignées au taux de subsidence tectonique, avec lequel on conclue qu'il existe un plus grand apport sédimentaire, quand la subsidence tectonique est faible.

Une étude de provenance des sédiments, indique un flux en direction du SE-NW, définissant ainsi : - la zone la plus proximale, appartenant aux membres supérieurs (sud) de la Formation Los Molles ; - et la zone la plus distale, appartenant aux membres inférieurs (nord) de la formation. De plus, on détermine une augmentation du niveau marin relatif, en accord avec l'environnement de dépôt des membres inférieurs, qui correspondent à la plateforme marine, tandis que les membres supérieurs, appartiennent à un environnement de dépôt de pied de talus continental.

I INTRODUCCIÓN

A lo largo de la historia, el margen continental occidental de América del Sur, se ha caracterizado por ser un margen de placas activo (Charrier et al., 2007). Sin embargo, se sabe que se han desarrollado períodos en los que la intensidad de la actividad de la subducción aumenta o decrece.

Durante el Pérmico tardío y el Triásico, ocurre un episodio donde la actividad de la subducción entre placas no se desarrolla, o es muy lenta, a lo largo del margen continental de América del Sur, durante el cual se desarrolla una paleogeografía totalmente diferente (cuencas con orientación NNW-SSE) y un magmatismo con afinidades distintas (Charrier et al., 2007). La acumulación de calor en el manto superior y la posterior fusión de la corteza inferior, provoca una deformación en la corteza y la formación de cuencas extensionales. Entre estas cuencas están la Cuenca San Félix y El Quereo, desarrolladas durante la primera etapa del ciclo Pre-Andino, y posterior a un pulso magmático félsico llamado La Totorá-Pichidanguí (Charrier, 1979; Mpodozis & Ramos, 1989), el cual marca el inicio de la segunda etapa del ciclo Pre-Andino, tiempo en el cual se desarrollan las cuencas El profeta-La ternera, El Quereo Los Molles y Bío-Bío Temuco (Charrier et al., 2007)

La Formación Los Molles, del Jurásico Inferior, expuesta en Chile Central ($32^{\circ}15'S/71^{\circ}30'W$), es una sucesión marina de 748 m de potencia (Cecioni & Westermann, 1968), compuesta de rocas sedimentarias de grano fino. La sucesión es predominantemente pelítica y fue depositada por debajo del nivel base del oleaje, en la cual se observan secuencias turbidíticas producto de la acumulación de sedimentos en una zona de talud continental (M. Bell & Suarez, 1995). Se deposita en un ambiente continental-marino, cuando se desarrollaron ciclos de transgresión-regresión, durante el Triásico tardío- Jurásico temprano (Charrier et al., 2007).

Los ciclos de transgresión y regresión marina, se deben a cambios relativos del nivel marino. El estudio de las variaciones del nivel marino, indican que durante la transición del Triásico al Jurásico inferior, comienza un ciclo de transgresión marina que se extiende durante todo el Cretácico. Estos cambios de nivel marino, a largo plazo han sido controlados en gran parte por la tectónica (Miller, 2009), mediante la propagación del suelo marino provocando altos niveles de nueva corteza oceánica. Se atribuyen también a la desintegración del supercontinente Pangea a partir de los 180 M.a. Por otro lado, existen cambios a corto plazo, que muestran grandes variaciones del nivel marino, ocurridos durante el Triásico al Eoceno medio (250-50Ma) (Miller, 2009).

Durante el Triásico y Jurásico, se desarrolló un clima cálido y seco, con ausencia de glaciaciones ("El mundo perdido, 2011, párr.3). Se piensa que el nivel marino pudo haber aumentado debido a los cambios del volumen de hielo, es decir, producto del glacio-eustatismo (Miller, 2009). Este fenómeno, es el único mecanismo conocido para producir cambios grandes y rápidos en el nivel del mar (Pitman & Golovchenko, 1983).

Mediante el presente trabajo, se quiere averiguar y hacer cálculo del nivel marino relativo durante la formación de la cuenca Los Molles, considerando el aporte sedimentario, el cálculo de la tasa de sedimentación y compactación de los sedimentos pertenecientes a la cuenca. Obteniendo estos datos, se procederá a trabajar con el espacio de acomodación de los sedimentos haciendo variar el tiempo en que la curva sinusoidal cumple un ciclo en el modelo eustático y el parámetro adimensional ψ (Psi), evaluado en diferentes tasas de subsidencia tectónica, para visualizar los cambios que ocurren de acuerdo al aporte sedimentario. También se aportan datos de un estudio de terreno, los cuales indican la dirección de flujo de los sedimentos aportados a la cuenca.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivos Generales

- a) Determinar la variación del nivel marino relativo, a partir de la función de la curva Glacio-eustática, durante la deposición de la Formación Los Molles (Nórica superior/rética a Pliensbachiana).
- b) Estudiar la variación de la batimetría a través del tiempo, cómo influye el aporte sedimentario y el efecto eustático, para finalizar con un modelo que incluya la tasa de subsidencia tectónica.
- c) Determinar la hipótesis de un aumento del nivel marino relativo, mediante el estudio de la proveniencia de sedimentos pertenecientes a la cuenca, y la proximidad de estos al área fuente, aportando así al desarrollo del contexto geodinámico de la Cuenca Los Molles.

1.1.2 Objetivos Específicos

- a) Representar y cuantificar la columna sintética de la Formación Los Molles, por medio del estudio de bibliografía.
- b) Determinar la evolución de rumbo y manto de los estratos, a medida que se avanza hacia la parte superior de la columna estratigráfica (SE).
- c) Calcular la descompactación de los estratos de la columna sintética y obtener su potencia inicial (sin compactación).
- d) Cálculo de la tasa de sedimentación para cada estrato y del conjunto de la columna, para determinar una tasa promedio de la Formación Los Molles.
- e) Cálculo de la batimetría, empleando los parámetros calculados (descompactación y tasa de sedimentación), evaluando la ecuación en el tiempo.
- f) Determinar la proximidad de los sedimentos al área fuente.

g) Medir direcciones de corriente para determinar la dirección del aporte sedimentario a la cuenca.

h) Estudiar la evolución de los clastos, apoyando el objetivo de la proximidad de los sedimentos.

1.2 Hipótesis del trabajo

Demostrar que el aporte sedimentario de la Formación Los Molles, varía de acuerdo a la presencia o ausencia de subsidencia tectónica, y a las variaciones relativas del nivel marino. Esto aplicado a diferentes variaciones del parámetro λ y el valor adimensional ψ , de acuerdo a la subsidencia tectónica.

Determinar que durante el tiempo de deposición de la Formación Los Molles, se produce una transgresión marina, con un aumento del nivel marino relativo, de acuerdo a los ambientes de deposición de los miembros pertenecientes a la Formación Los Molles, apoyado además por la proveniencia de sedimentos.

1.3 Metodología de objetivos específicos

Metodología objetivo a): Se hará un estudio previo de la columna descrita por diferentes autores en la bibliografía.

Metodología objetivo b): Se tomarán datos de rumbo y manteo de planos de estratificación, durante un terreno de 2 días realizado en los afloramientos de la Formación Los Molles.

Metodología objetivo c): Se hará en primer lugar un estudio bibliográfico, acerca del cálculo de la descompactación de estratos, para posteriormente realizar los cálculos correspondientes. En el caso de haber limitantes, se utilizarán las opciones más cercanas al modelo Glacio-eustático, y que puedan otorgar buenos resultados.

Metodología objetivo d): Se hará en primer lugar un estudio bibliográfico, acerca del cálculo de la tasa de sedimentación, para posteriormente hacer los cálculos correspondientes.

Metodología objetivo e): Se hará en primer lugar un estudio bibliográfico, acerca del cálculo de la variación del nivel marino, y de los parámetros necesarios para su cálculo.

Metodologías objetivo f), g): Se estudiarán las estructuras sedimentarias indicadoras de direcciones de flujo.

II ESTADO DEL ARTE

2.1 Marco Geográfico

2.1.1 Ubicación

La cuenca Los Molles se ubica entre la IV Región de Coquimbo y la V Región de Valparaíso, en Chile Central, entre los 32°15'S/71°30'W (M. Bell & Suárez, 1995). Se encuentra a 224 km al norte de la ciudad de Santiago (Chile), en dirección a la costa.

2.1.2 Vías de acceso

El acceso a la zona se realiza a través de la Ruta-5 Norte principalmente, hasta llegar a la localidad de Los Molles. Los Afloramientos se encuentran al lado sur del camping El Chivato, al cual se accede por el uso de caminos locales para la aproximación a los afloramientos en el borde costero.

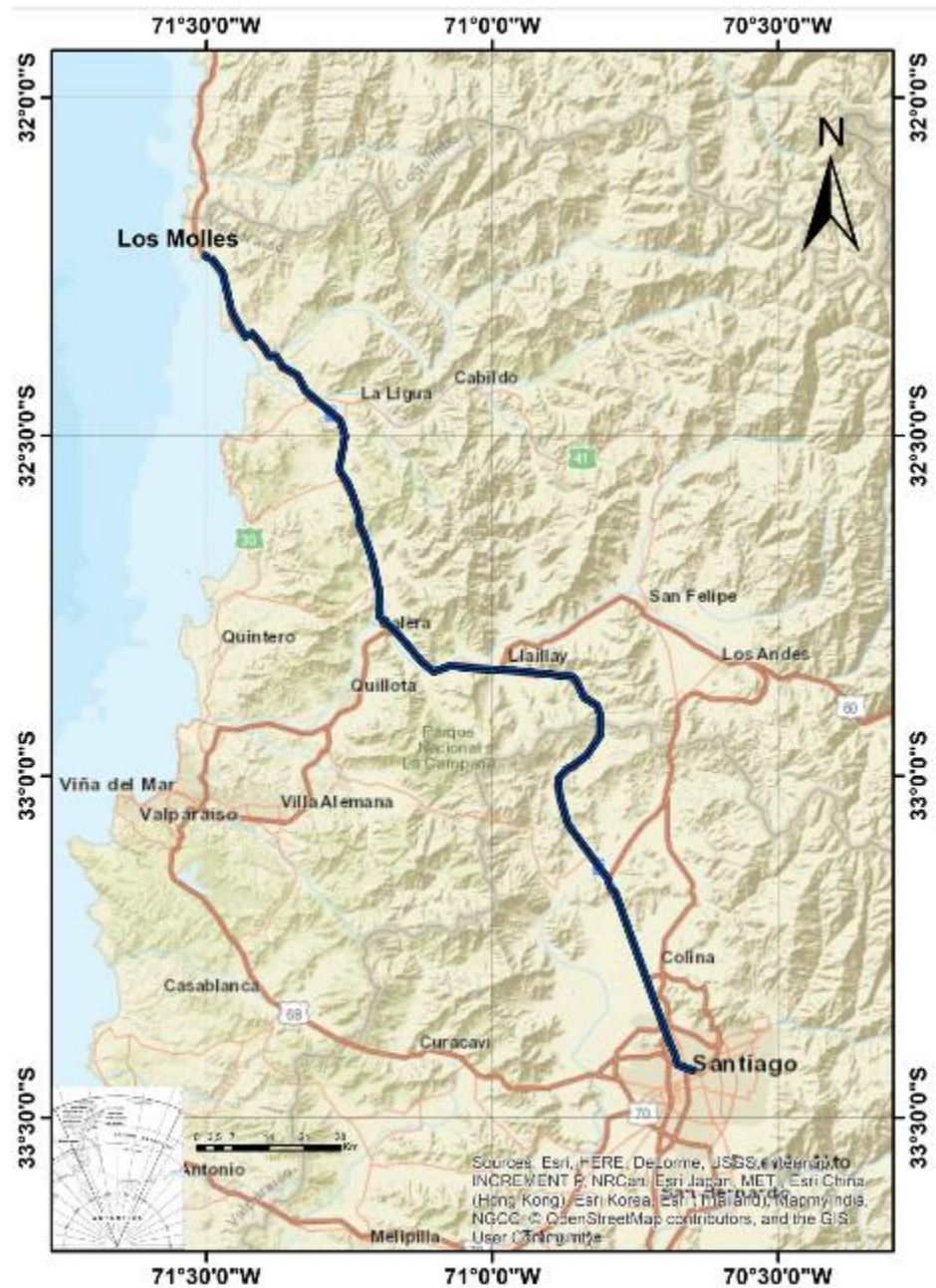


Figura 1. Mapa desde Santiago a la localidad Los Molles, mostrando la ruta 5 Norte en azul como acceso a la localidad.

2.2 Marco Geológico y estratigráfico general

En la región occidental del Norte y Centro de Chile, entre los 22°S y 42°S, se exponen rocas de edad Triásica.

Las rocas volcano-sedimentarias de la zona entre los 27° y 32°S, corresponden a la Cuenca el Quereo – Los Molles (Cecioni & Westermann, 1968), depositada en un ambiente marino, la cual se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Arrayán (Muñoz Cristi, 1942), formada en un ambiente subacuático, y Fm. Huentelauquén (Muñoz Cristi, 1973. Hoja de Illapel), depositada en un ambiente continental-marino (Rivano y Sepúlveda, 1997), ambas secuencias sedimentarias (Charrier et al., 2007). Sobre esta discordancia, se encuentra depositada la Formación el Quereo (primera etapa del ciclo Pre-Andino, Pérmico tardío- Anisiano tardío), correspondiente a conglomerados y brechas a la cual se le atribuye un ambiente de deposición transicional marino. Esta Formación subyace a la Formación Pichidanguí (Ladiniano- Carniano), correspondiente al pulso magmático félsico, de origen volcano-sedimentario, que divide a las subetapas del ciclo Pre-andino. Sobre este pulso magmático, se encuentra depositada la Fm. Los Molles (marina).

Los intrusivos de esta zona (31° - 32°S), corresponden a intrusivos de edad Jurásica (191-138 Ma), los cuales están constituidos por Unidades y Super-unidades de rocas plutónicas, que forman franjas, con orientación N-S, cada vez más jóvenes hacia el este (Rivano et al., 1985, Hoja de Illapel). Constituyen la franja más occidental de granitoides. Intruyen a rocas metamórficas y sedimentarias del Paleozoico (Complejo Metamórfico del Choapa, Formación Arrayán y Formación Huentelauquén) y rocas sedimentarias Triásicas y Jurásicas (Formación El Quereo, Pichidanguí). El ancho promedio de esta franja es de aproximadamente 20 km (Rivano et al., 1985. Hoja de Illapel).

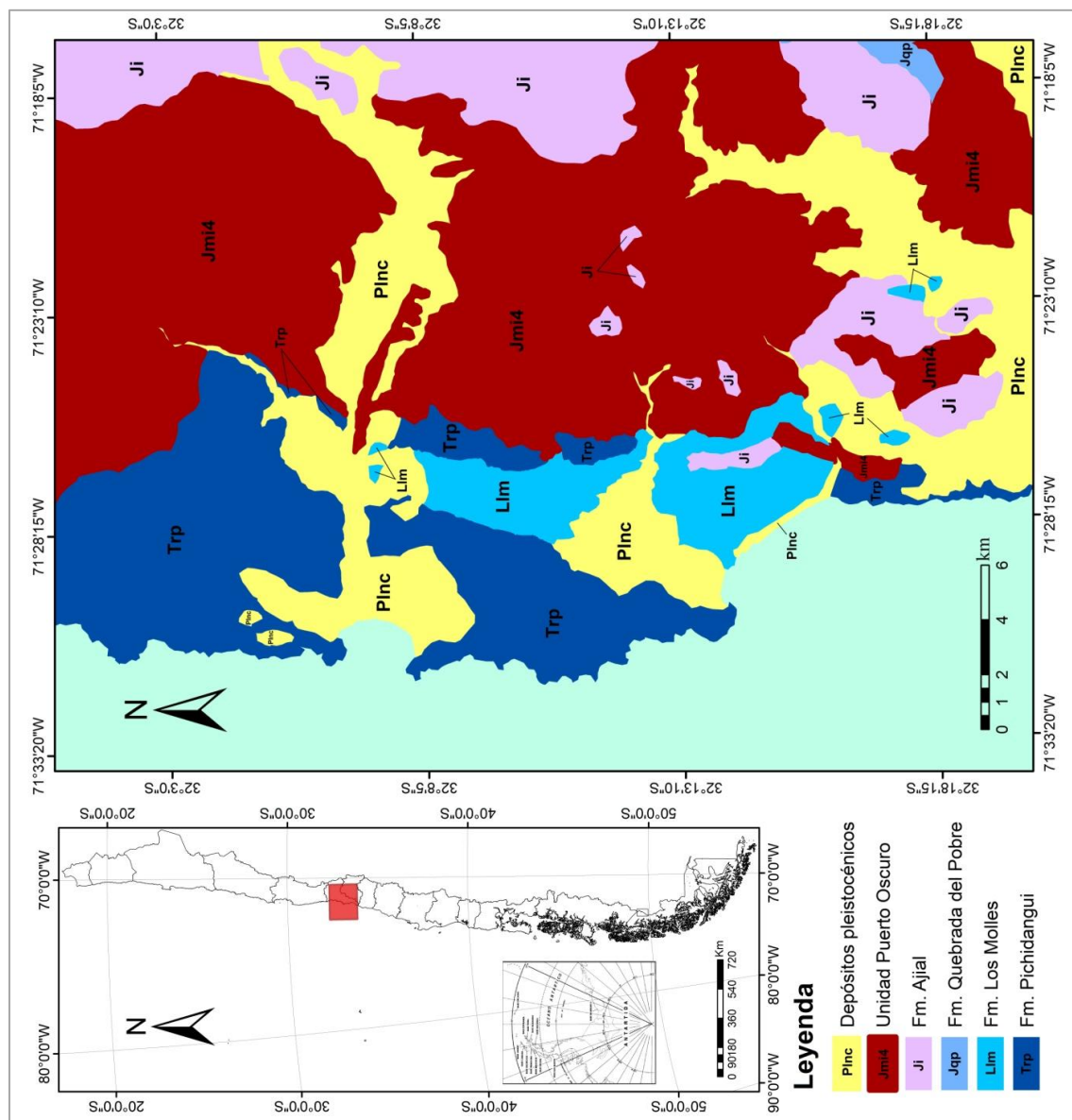


Figura 2. Mapa geológico de la costa de Chile entre los 32°5'S y 32°20'S. A la izquierda se observa el mapa de Chile, con la ubicación en color rojo de la zona de estudio. Modificado de la Hoja Quillota-Portillo (Rivano, 1996).

CENOZOICO	NEÓGENO		<div>Plnc Depósitos pleistocénicos Sedimentos aluviales y coluviales, depósitos de playa.</div> <div>Superunidad Mincha Jmi4 Unidad Puerto Oscuro</div> <div>Ji Formación Ajial, Cerro Calera y/o Horqueta Rocas volcanoclásticas y sedimentarias indiferenciadas (Jurásico medio)</div> <div>Jqp Formación Quebrada del Pobre (Clástica-marina) Conglomerados, areniscas, fangolitas fosilíferas, tobas (Jurásico)</div> <div>Llm Formación Los Molles (Marina) Areniscas, fangolitas fosilíferas y lutitas (Triásico superior-Jurásico)</div> <div>Trp Formación Pichidangui (Marina-continental) Lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas, tobas, brechas volcánicas, fangolitas intercaladas, areniscas (Cárnico-Nórico)</div> <div>Trq Formación El Quereo (Transicional-marina) Conglomerados y areniscas cuarcíferas amarillentas; hacia arriba intercalaciones rítmicas de areniscas grises y lutitas negras fosilíferas (Triásico inferior – medio)</div> <div>CPh Formación Huentelauqué (Continental-marino) Miembro la cantera: calizas y areniscas calcáreas fosilíferas, con intercalaciones de conglomerados y lutitas (Carbonífero superior – Pérmico inferior)</div> <div>DCa Formación Arrayán (marina) Secuencia rítmica de lutitas y areniscas con estratificación gradada, portadora de fauna y flora fósil (Devónico- carbonífero inferior?)</div>
	PALEÓGENO		
MESOZOICO	CRETÁCICO		
	JURÁSICO	Superior	
		Medio	
		Toarciano	
		Pliensbachiano	
		Sinemuriano	
		Hettangiano	
	TRIÁSICO	Rético	
		Nórico	
		Cárnico	
		Ladiniano	
		Anísico	
		Olenekiano	
		Induano	
PALEOZOICO	PÉRMICO		
	CARBONÍFERO		
	DEVÓNICO		

Figura 3. Leyenda representativa de la ubicación temporal de las Formaciones e intrusivos adyacentes a la Formación Los Molles. Edades extraídas de la Hoja Quillota-Portillo (Rivano, 1996).

2.2.1 Rocas sedimentarias de edad Triásica

Formación Pichidangui (Cárnico-Nórico)

Definida por Cecioni y Westermann (1968), ubicada en la región costera de Chile central a los 32°S como una secuencia de flujos riolíticos, tobas y brechas volcánicas. Sobreyace concordantemente a la Formación El Quereo (Anisiano) e infrayace también de forma concordante a la Formación Los Molles (Noriano-Pliensbachiano) (Charrier et al., 2007).

Esta Formación, corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria, de 100 - 200 m de potencia, la cual representa un input volcánico¹. Son tobas y lavas tanto ácidas como básicas, con intercalaciones de conglomerados, areniscas y lutitas. Se caracterizó por ser un volcanismo explosivo cercano a la costa (marino y continental), con una edad que se propone como Anisiano superior a Noriano (Charrier et al, 2007).

Fomación Los Molles (Nórico - Pliensbachiano)

Definida por Cecioni y Westermann (1968). Esta Formación, corresponde a una secuencia marina transgresiva, de edad Nórica superior/Rética a Pliensbachiana, que aflora inmediatamente al sur de Los Molles, en la costa de Chile Central (32°), en el acantilado costero entre los arroyos El Chivato y Estero Ballena. Esta unidad se dispone sobre depósitos marinos y lacustres, pelíticos, con algunas areniscas tobáceas y lavas ácidas, asignados a la Formación El Puquén, de edad Nórica superior (Cecioni y Westermann, 1968). Yace de manera concordante sobre la Formación Pichidangui (Charrier et al., 2007). Está ligada por su litología y relación estratigráfica con las Formaciones Quebara del Pobre y La Ligua.

Está cubierta por lavas félsicas que marcarían el inicio de la actividad volcánica asociada al reinicio de la subducción. El cambio de facies

¹ Input volcánico. Entrada de roca volcánica en algún sector, durante una erupción.

representaría una transgresión marina, equivalente a una subsidencia térmica. Hacia el sur, se observan depósitos de lavas calcoalcalinas pertenecientes a la Formación Ajial (Thomas, 1958), las cuales interrumpen los depósitos de transgresión-regresión de la Formación Los Molles. Esto podría indicar que el volcanismo se reinició primeramente hacia el sur. Más al sur, alrededor de los 36°S, cerca del límite con Argentina, corresponden a areniscas con intercalaciones de lutitas con plantas fósiles del Triásico Tardío (Charrier et al., 2007).

2.2.2 Rocas de edad Jurásica

Formación Quebrada del Pobre (Jurásico)

Definida por Thomas (1958). Esta Formación es un conjunto de sedimentitas marinas, expuestas en el sector de la quebrada del mismo nombre y cuya mejor exposición se encuentra en la parte alta de la quebrada y en los cerros al este de ella. Se presenta en contacto discordante por erosión angular, sobre la Formación La Ligua; en su parte superior están cubiertas concordantemente por tobas riolíticas pertenecientes a la Formación Ajial del Jurásico Inferior-Medio (Covacevich, 1993). Las formas descritas por Covacevich (1993), confirman la edad Sinemuriana para la parte inferior y edad Pliensbachiana en la parte superior de la Formación.

Esta unidad, junto con la Formación Los Molles, de posición más occidental y con facies de carácter turbidítico, permiten reconstruir un modelo paleogeográfico en el cual es posible visualizar un ambiente de plataforma abierta barrida por corrientes de turbidez en las que la Formación Quebrada del Pobre corresponde a zonas más proximales del cuerpo turbidítico en tanto que la Formación Los Molles representaría los depósitos distales. La diferencia de edades en la base de estas dos formaciones se explica por el avance gradual hacia el este de la transgresión del mar del Jurásico inferior sobre los terrenos volcánicos del Triásico, pudiendo interpretarse así que la discordancia descrita

entre la Formación La Ligua y Quebrada del Pobre sería un contacto transgresivo y no una discordancia angular (Rivano, 1996).

Durante el período de deposición de esta unidad el volcanismo no se habría manifestado en la zona.

Formación Ajial, Cerro Calera y/u Horqueta (Jurásico medio)

Conjunto definido por Thomas (1958); Piraces y Maksaeu (1977) para la Formación Ajial, y Piraces (1976) para las Formaciones Cerro Calera y Horqueta. Se las agrupa en ciertos sectores (ya que están definidas por separado), debido a sus facies y desarrollo litoestratigráfico coherente. Este conjunto yace concordante sobre la Formación Quebrada del Pobre (Thomas, 1958) e infrayace discordante a la Formación Lo Prado (Thomas, 1958; Piraces y Maksaeu, 1977) y está compuesto de base a techo por las formaciones Ajial, Cerro Calera y Horqueta.

La Formación Ajial está compuesta por tobas, brechas volcánicas y lavas andesítico-basálticas y riódacíticas, asociadas a pórfidos andesítico-dacíticos, y escasas intercalaciones sedimentarias de conglomerados, areniscas y pelitas calcáreas siendo las más importantes las que afloran al norte del Río Petorca (Rivano, 1996). Sus afloramientos se extienden desde el Cerro Imán, hasta el sector de Olmué por el Sur. Está intruída por granitoides Jurásicos que corresponden a la prolongación sur de la Superunidad Mincha (Rivano y otros, 1985; Rivano y Sepúlveda, 1986).

La Formación Cerro Calera, es una secuencia de sedimentitas marina, la cual se subdivide en dos partes: el miembro inferior La Cruz, compuesto de areniscas, areniscas tobáceas y tufitas con intercalaciones de calizas y calcarenitas cerca de la base y en la parte media; y el miembro Los Rodeos constituido principalmente por calcarenitas y calcilutitas con algunas intercalaciones de conglomerado hacia la base. Se presenta como una franja

elongada NS discontinua desde el límite sur de la Hoja hasta las quebradas Chicharra y Osandón, al sur del Río La Ligua (Rivano, 1996).

La Formación Horqueta es una unidad volcanoclástica, compuesta por una alternancia de lavas andesítico basálticas y niveles de brechas volcánicas y tobas riolíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias detríticas. Yace concordante sobre la Formación Cerro Calera y subyace en probable discordancia a la Formación Lo Prado (Rivano, 1996).

Este grupo (Formación Ajial, Cerro Calera y/u Horqueta) representa un episodio deposicional predominantemente volcánico ubicado entre el Toarciano y el Bajociano (Caloviano?) caracterizado por episodios efusivos y explosivos que ahogaban la sedimentación de tipo litoral que sólo en algunos momentos (Formación La Calera) pudo desarrollarse con alguna amplitud (Rivano, 1996).

2.2.3 Intrusivos Jurásicos (191-138 Ma)

Unidad Puerto Oscuro

Definida por Rivano et al, (1985). Perteneciente a la Super Unidad Mincha y aflora en dos cuerpos batolíticos de forma irregular que se extienden entre el Río La Ligua, por el norte y el estero la Canela por el sur. El cuerpo de más al norte se ha denominado Plutón Papudo y el de más al sur Plutón La Laguna. Ambos cuerpos están separados por una franja de intrusivos perteneciente a la Unidad Cavilolén. Esta unidad se distingue por sus colores oscuros a gris verdoso, debido a su alto contenido en máficos (Rivano, 1996).

2.3 Contexto Geodinámico de la Formación Los Molles

2.3.1 Estructural

A lo largo de la costa de Chile, se encuentran afloramientos con orientación NNW-SSE (Charrier et al., 2007). Estos son controlados por fallas con esa orientación, las cuales conforman grábenes, semi-grabens y horst. Estos depósitos, esencialmente Triásicos de la tectónica Pre-andina en Chile y Argentina, presentan depósitos marinos hacia el NNW, y continentales hacia el SSE (Charrier et al., 2007).

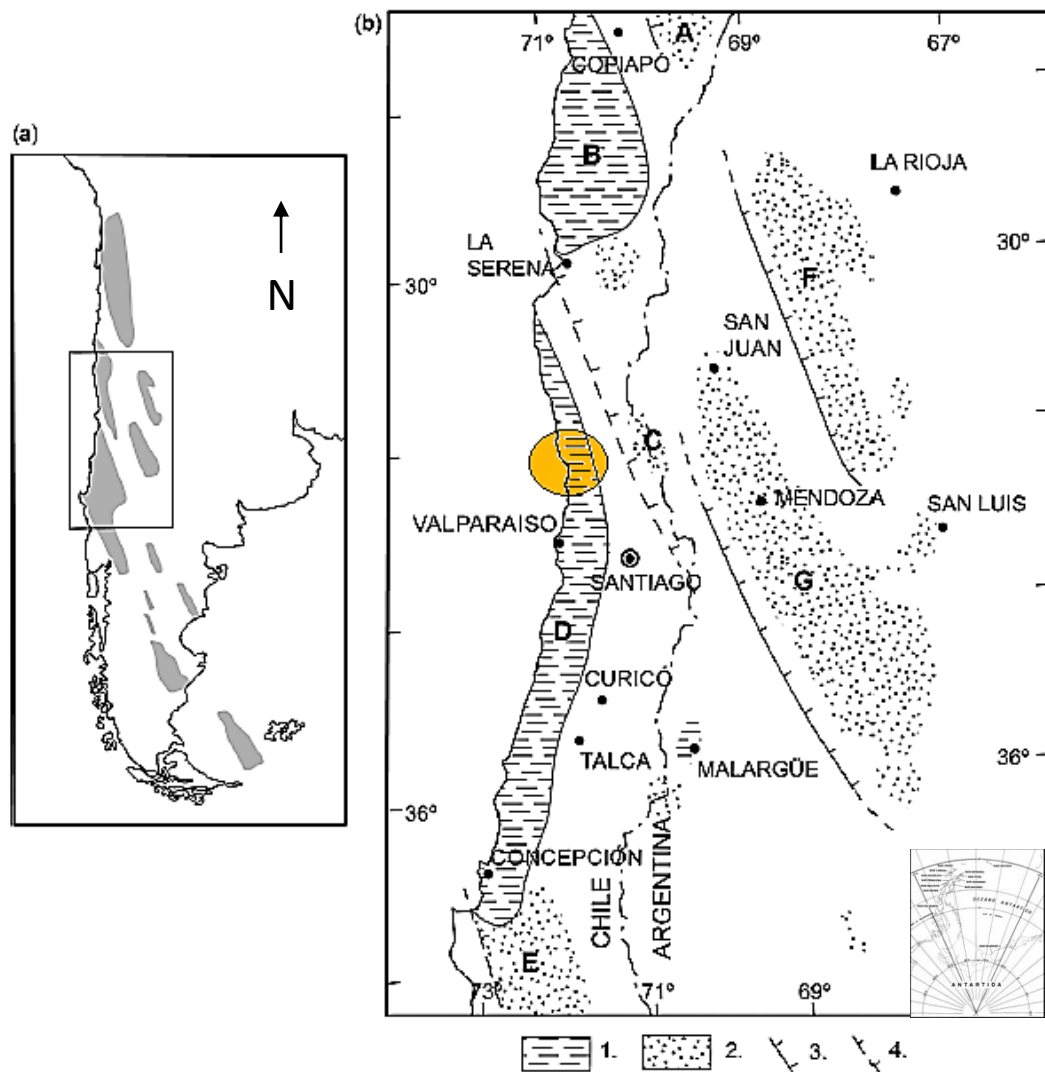


Figura 4. Paleogeografía del ciclo Pre-Andino en Chile y Argentina. A) América del sur mostrando en gris la distribución aproximada de las cuencas con orientación NNO-SSE, basada en Uliana & Biddle (1988). B) Distribución de los depósitos marinos y continentales cuencas Triásicas. 1, Depósitos marinos; 2, Depósitos continentales; 3,

Fallas delimitadoras de cuencas observadas; 4, Fallas inferidas. A, Cuenca el Profeta-La Ternera; B, Cuenca San Félix; C, Cuenca La Ramada; D, Cuenca El Quereo-Los Molles; E, Cuenca Bío-bío Temuco; F, Cuenca del Bermejo; Y G, Cuenca de Cuyo; El círculo amarillo, encierra la ubicación de la zona de estudio para este trabajo. Basado en Charrier et al. (2007).

De acuerdo a estudios realizados en terreno acerca de la orientación de los estratos que conforman la columna de la Formación Los Molles, estos presentan una orientación en la cual el rumbo va cambiando de NW a NE (Anexo 9.1), a lo largo de la orientación de la cuenca (NNW/SSE). Los datos de orientación de los estratos, obtenidos en terreno ubicados en tres sectores diferentes, entregan diagramas de densidad de polos que muestran estas variaciones.

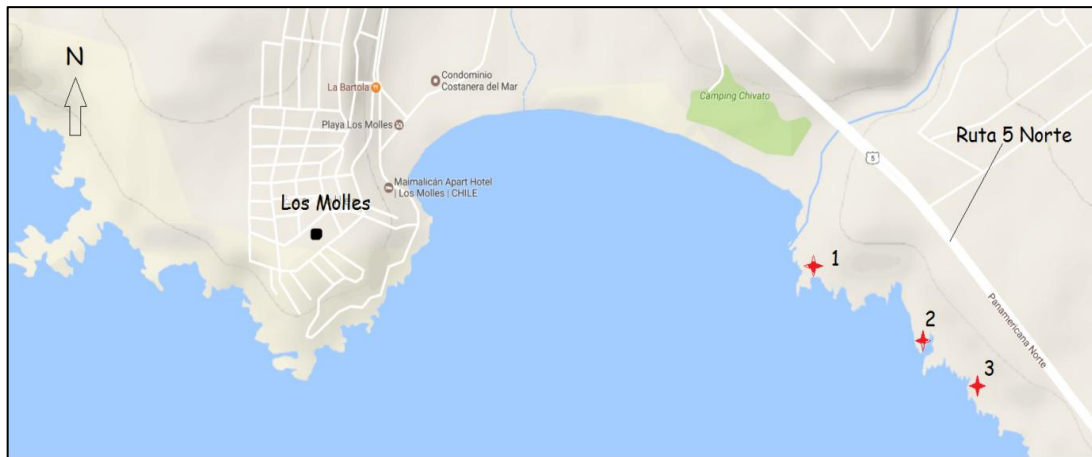


Figura 5. Ubicación de los puntos 1, 2 y 3 a lo largo de la costa, de los sectores de dónde se obtuvieron las orientaciones de los estratos de la Formación Los Molles.

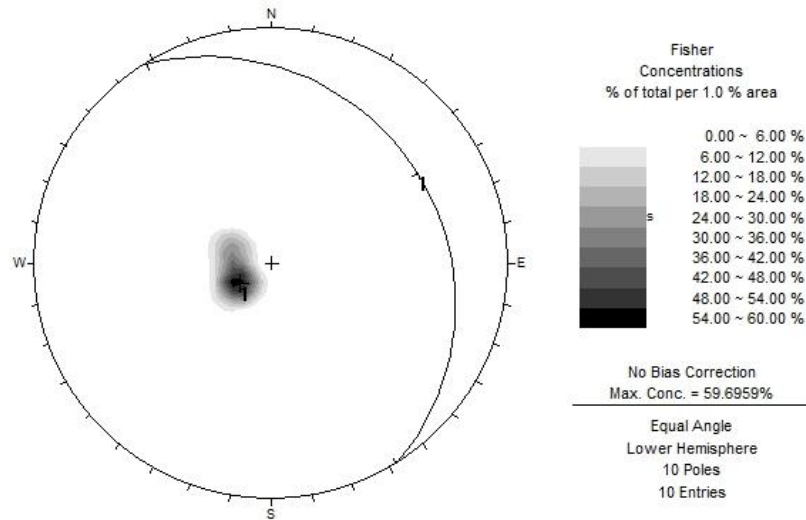


Figura 6. Diagrama de densidad de polos generado en el programa Dips, de acuerdo a orientaciones obtenidas en terreno (Anexo 9.1), en el sector n°1 (Figura 5). Se observa el plano representativo para esta sección, con rumbo de 22° hacia el oeste.

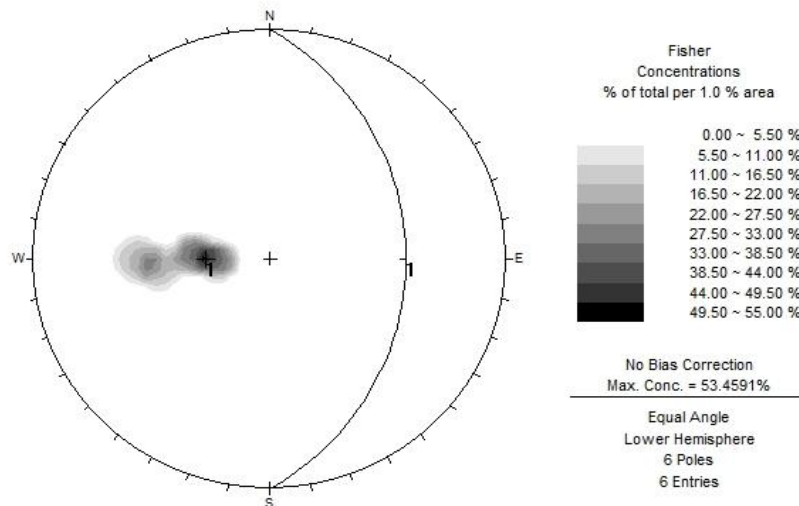


Figura 7. Diagrama de densidad de polos generado en el programa Dips, de acuerdo a orientaciones obtenidas en terreno (Anexo 9.1), en el sector n°2 (Figura 5). Se observa el plano representativo para esta sección, con rumbo NS.

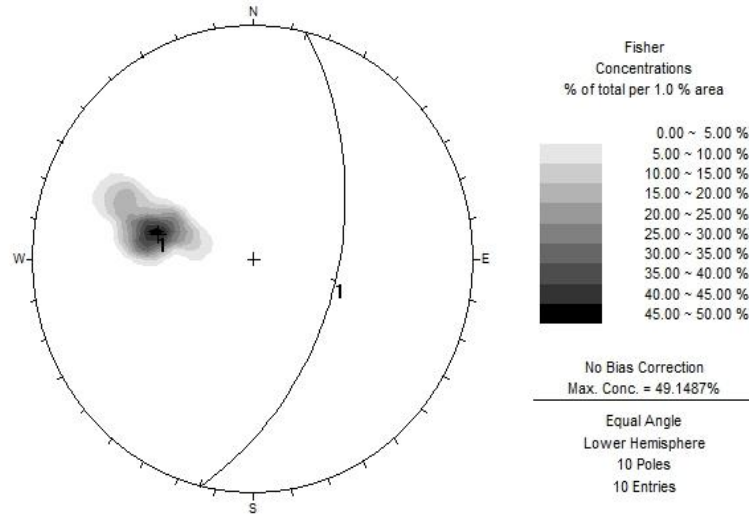


Figura 8. Diagrama de densidad de polos generado en el programa Dips, de acuerdo a orientaciones obtenidas en terreno (Anexo 9.1), en el sector n°3 (Figura 5). Se observa el plano representativo para esta sección, con rumbo de 22° hacia el oeste.

Covacevich et al. (1987), también muestra orientaciones similares para cada miembro de la columna de la Formación Los Molles en la Figura 9.

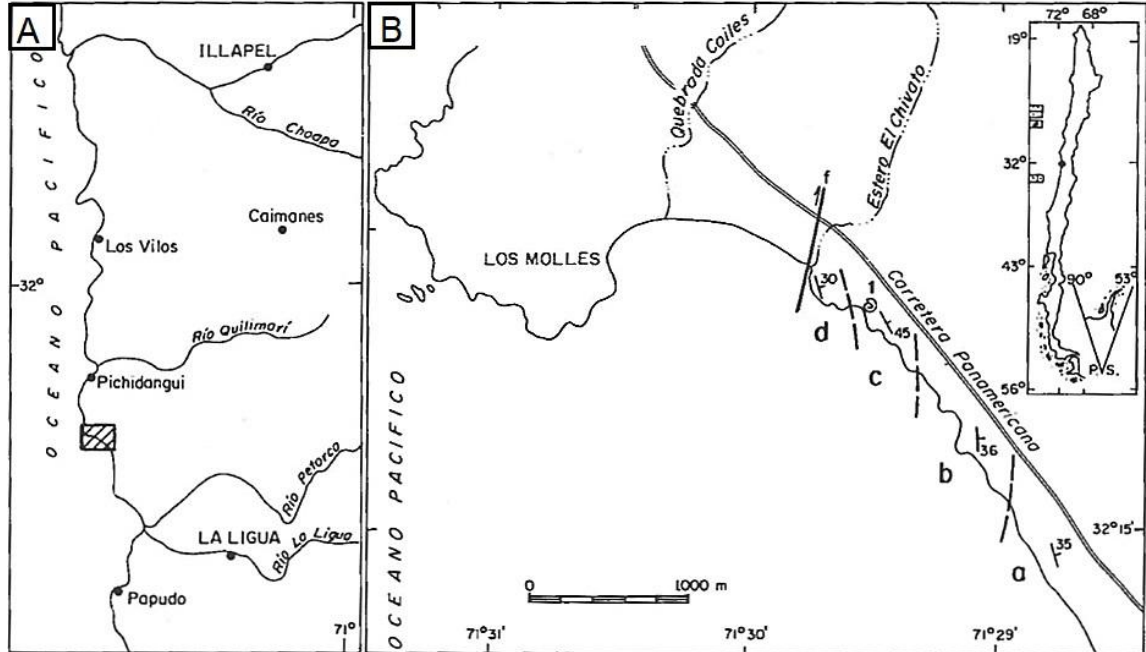


Figura 9. A. Mapa de la parte occidental de Chile a los 32°S, indicando en un recuadro la zona de estudio. B. Mapa de distribución de los diferentes miembros de la Formación Los Molles distinguidos por Cecioni y Westermann (1968) y sus orientaciones correspondientes. Se observa el cambio de orientación hacia NE de los miembros que se describen más adelante: d: Miembro arenoso basal; c: Miembro lutítico; b: Miembro de areniscas y lutitas; a: Miembro arenoso superior; 1: Localidad con trazas fósiles. Modificado de Covacevich, Suárez y Sepúlveda (1987).

2.3.2 Estratigráfico (datos bibliográficos y de terreno)

2.3.2.1 Columna sintética

La subcuenca Los Molles, está formada por depósitos marinos post-rift pertenecientes a la cuenca El Quereo-Los Molles. La Cuenca El Quereo-Los Molles, se forma durante toda la etapa del ciclo Pre-Andino, y contiene a la Fm. El Quereo; Fm. Cerro Talinai; Fm. Pichidanguí; Fm. Los Molles.

Se distinguen cuatro miembros en la Formación Los Molles, definidos por Cecioni & Westermann (1968), y luego por Covacevich et al. (1987), con un total de 748 m de potencia: **d.** Miembro arenoso basal de areniscas conglomerádicas amarillas con un espesor de 75 m, que contiene abundante fauna de amonites; **c.** Miembro pelítico de 205 m de espesor que consiste prevalentemente en lutitas pizarrosas con intercalaciones de arenitas amarillo oscuro, y contiene capas fosilíferas que indican edades Jurásico inferior (Hettangiano) al Triásico superior; **b.** Miembro arenoso pelítico, con alternancia entre grauvacas marinas y lutitas con o sin limolita, en igual proporción con 275 m de espesor, con unidades fosilíferas que otorgan edades Pliensbachiano inferior a Sinemuriano; **a.** Miembro arenoso superior con un espesor de 193m, consistente en capas de grauvacas con finas intercalaciones de lutitas, sin fauna conocida. Los dos miembros inferiores, serían representativos de una facies de plataforma marina (Cecioni & Westerman, 1968),

Por tanto la Formación Lo Molles, tiene un rango de edad que abarca desde el Nórico tardío al Pliensbachiano temprano (Triásico superior tardío-Jurásico inferior).

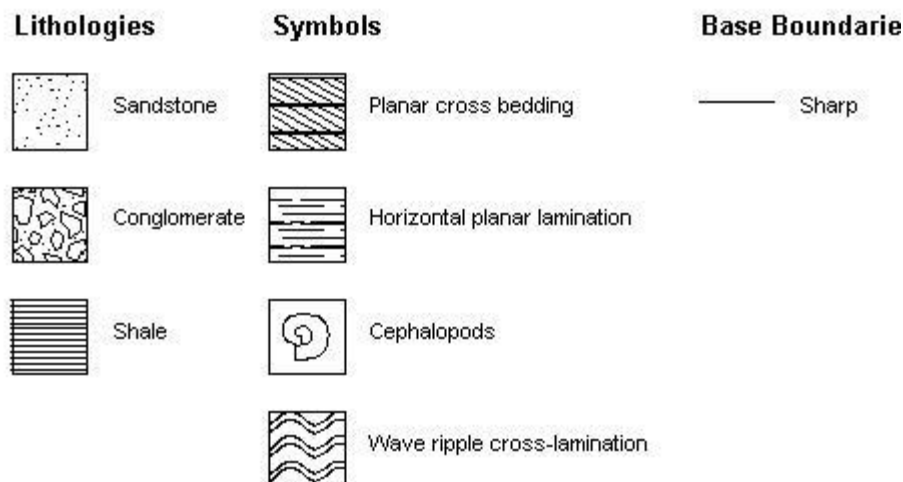


Figura 10. Columna sintética de la Formación Los Molles, modificado según Cecioni & Westermann (1968). Se observan direcciones de paleocorrientes según datos de Cecioni & Westermann (1968) en los miembros A, B y C. Los segundos datos de paleocorrientes en los miembros B y C, corresponden a orientaciones obtenidas en terreno para fines de este trabajo.

2.3.2.2 Estructuras sedimentarias

A lo largo del afloramiento tipo de la Formación Los Molles, se puede observar la presencia de diferentes estructuras sedimentarias. Una de las estructuras predominantes es la estratificación con **laminación cruzada** que se observa en estratos de arenisca principalmente (Cecioni y Westermann, 1968). Estas laminaciones son índices de las direcciones de los flujos que afectaron la zona durante su formación por medio del estudio de las capas inclinadas, las cuales se conservan a menudo como estratificación cruzada en las rocas y su inclinación se puede utilizar para averiguar la dirección del flujo asociado a la paleocorriente² ("Earth learning idea", s.f., párr.2).

Hacia la parte superior de la columna estratigráfica, es decir hacia el Sur, se observa la presencia de **remociones en masa (slump)**, y facies de turbiditas. Las secuencias turbidíticas fueron explicadas por primera vez por Bouma (1962) (Secuencia de Bouma, 2016, párr.1). Esta secuencia, es una secuencia grano decreciente, compuesta por intervalos de areniscas gruesas en la parte inferior hasta lutita y pelitas en la parte superior. Es más posible

² Paleocorriente. Corriente que existió durante la deposición de un sedimento en algún período determinado de la historia geológica.

encontrar una secuencia de Bouma completa en las zonas más proximales³ de una cuenca que en las distales⁴, lo cual podría indicar posibles direcciones de flujo (Torres, 1994). Por otro lado, las remociones en masa como los **slumps**, los cuales se forman en el talud continental, mediante el colapso de sedimentos pendiente abajo, formando capas de sedimento plegadas sobre la pendiente, indican polaridad, y esta puede ser obtenida a través de la orientación de la charnela del pliegue que forma el slump, dónde la dirección del flujo es perpendicular a la orientación de la línea de charnela.



Ilustración 1. Estratificación con laminación cruzada, indicando dirección de flujo hacia NW. Datos obtenidos en terreno efectuado en la zona de estudio.

³ Proximal. materiales depositados en la parte del medio sedimentario que estaría más cercana, o próxima, al área fuente del medio.

⁴ Distal. materiales depositados en las partes del medio sedimentario más alejadas del área fuente.

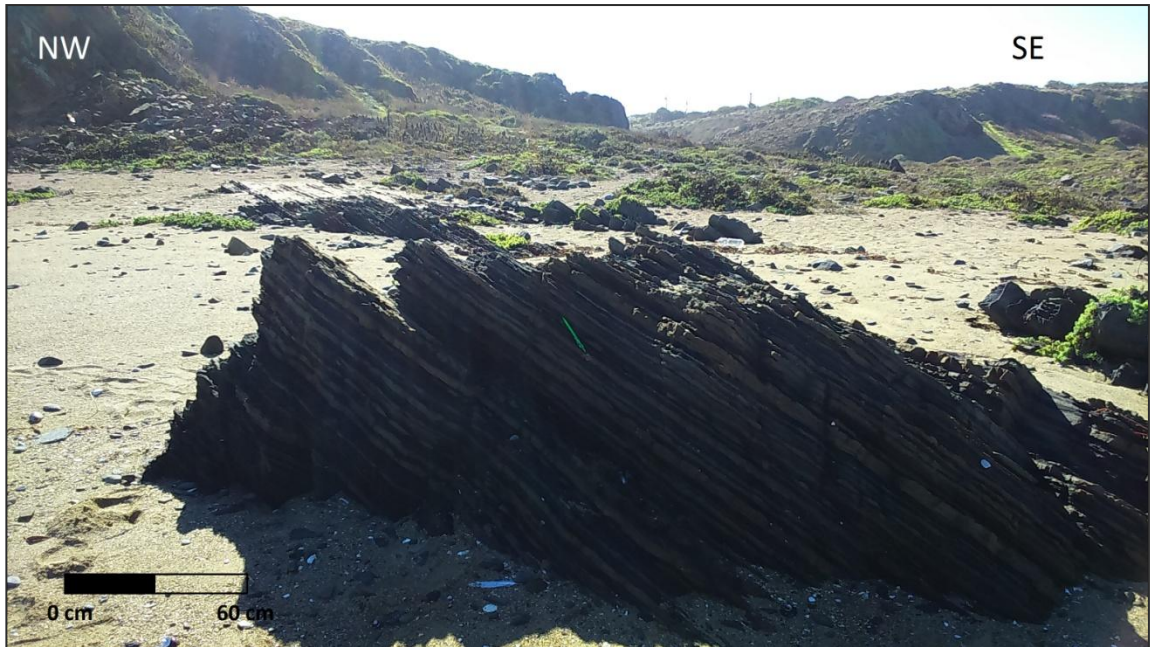


Ilustración 2. Turbiditas con secuencias de areniscas y lutitas, en la parte superior de la columna Los Molles. Datos obtenidos en terreno efectuado en la zona de estudio.



Ilustración 3. Slump perteneciente al miembro C (lutita) de la Formación Los Molles. Se observa la línea de Charnela con una orientación SW-NE.

En un estudio en terreno, se obtienen las orientaciones de los planos de laminación cruzada y de las líneas de charnelas de los slumps. Estas orientaciones se observan en tres puntos diferentes de dónde se obtuvieron los datos, en el mapa de la Figura 11, representados en un diagrama de rosas con las orientaciones y direcciones de propagación de los cuerpos de dunas submarinas. Las orientaciones de la laminación cruzada indican una orientación

predominante hacia el SE – NW, mientras que la línea de charnela del slump, indica una orientación SW – NE. Estas orientaciones indican las direcciones de flujos durante la Formación de la Unidad Los Molles, con los cuales se determina una orientación SE-NW.

Lo anterior concuerda con las mediciones realizadas por Bell y Suárez (1995), ya que sugieren que la orientación de los ejes de pliegue perteneciente a los slumps, muestran una amplia distribución con una tendencia mayoritaria entre 000° y 090° , sugiriendo una orientación preferida de suroeste a noreste. Los pliegues asimétricos, por tanto, tienen una sensación de vuelco hacia el norte.

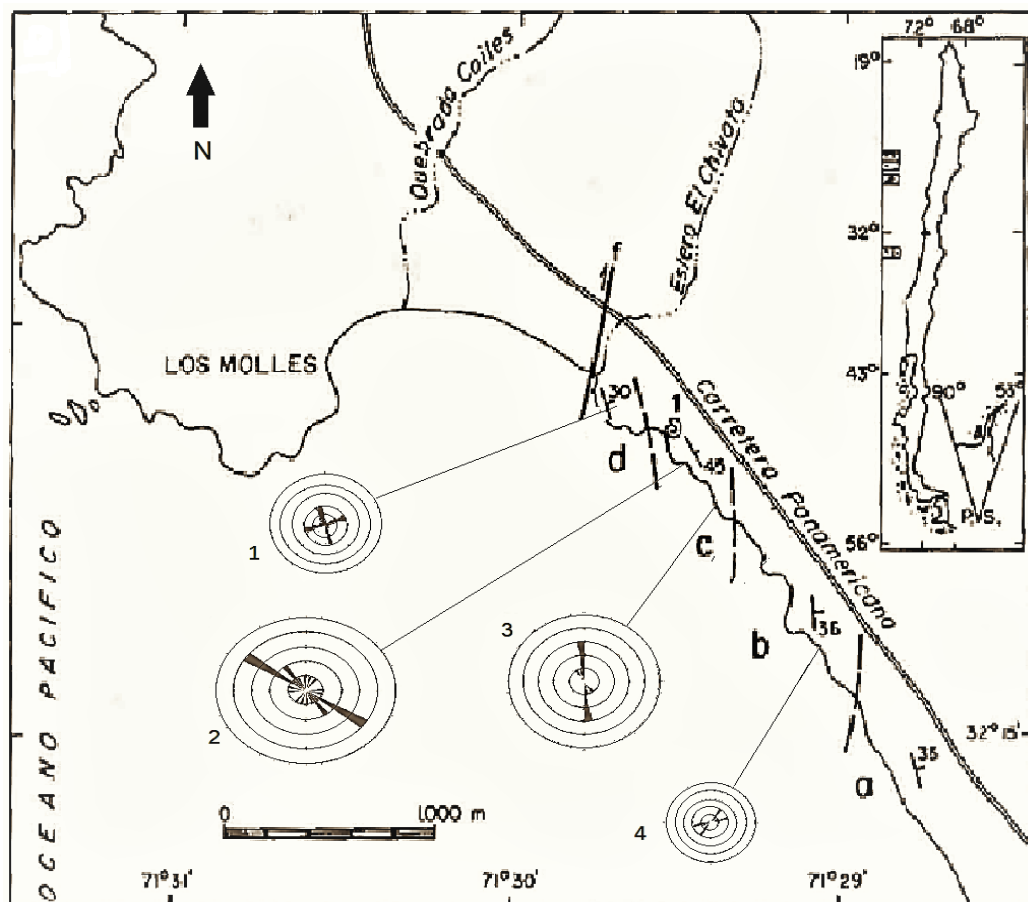


Figura 11. Modificación estructural de la Figura 9. Se presenta el mapa de la parte occidental de Chile a los 32°S representando las direcciones de las estructuras de corriente inicial. Se observan los cuatro miembros de la Formación (d, c, b y a de base a techo), con sus respectivas orientaciones. Los diagramas de rosas obtenidos de los sectores señalados, representan la orientación de las laminaciones cruzadas (1, 2 y 3), además de la orientación de la línea de charnela del slump (4). Modificado de Covacevich, (1987).

2.3.2.3 Bioturbaciones del miembro lutítico

En el miembro lutítico de la Formación los Molles (miembro C), se observan abundantes **trazas fósiles** en forma de galerías que pueden llegar a sobresalir en varios centímetros desde la superficie meteorizada de la roca (Covacevich, Suárez y Sepúlveda, 1987). Estas estructuras se disponen de forma oblicua y vertical, las cuales se entrelazan unas con otras llegando a ocupar gran porcentaje del total de la roca. Además, se observa que las estructuras están rellenas por un sedimento de grano más fino, limonitizado⁵ (Covacevich, Suárez y Sepúlveda, 1987).

Hsieh, Allen y MacEachern (2015), muestran un diagrama esquemático de los índices de bioturbación (BI). Las bioturbaciones observadas en el miembro C de la Formación Los Molles, indicaría un BI de grado 4 a 5, dónde la bioturbación es abundante, con límites de estrato difusos y perturbados.

⁵ Limonitización. Proceso de descomposición de minerales de hierro, que dan lugar a la formación de otro mineral, limonita.

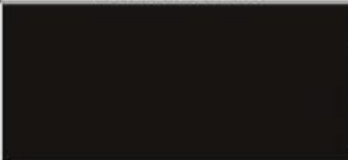









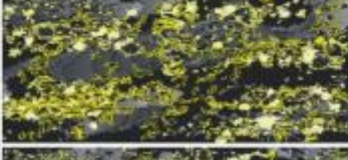

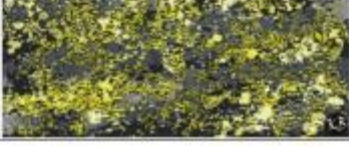

KEY TO BIOTURBATION INTENSITY			
BI	Characteristics	Mudstone Facies	Sandstone Facies
0	Bioturbation absent		
1	Sparse bioturbation, bedding distinct, few discrete traces		
2	Uncommon bioturbation, bedding distinct, low trace density		
3	Moderate bioturbation, bedding boundaries sharp, traces discrete, overlap rare		
4	Common bioturbation, bedding boundaries indistinct, high trace density with overlap common		
5	Abundant bioturbation, bedding completely disturbed (just visible)		
6	Complete bioturbation, total biogenic homogenization of sediment		

Figura 12. Diagrama esquemático del índice de bioturbación (IB), modificado de Reineck (1963), Taylor y Goldring (1993) y Taylor et al. (2003), por MacEachern y Bann (2008). Los grados de bioturbación corresponden a: BI 0 = 0% de bioturbación; BI 1 = 1-4% de bioturbación; BI 2 = 5-30% de bioturbación; BI 3 = 31-60% de bioturbación; BI 4 = 61-90% de bioturbación; BI 5 = 91-99% de bioturbación; y BI 6 = 100%. Extracto de Hsieh, Allen y MacEachern (2015)

Algunas mediciones obtenidas por Covacevich et al. (1987), de diámetros mayores y menores obtenidas de las trazas fósiles del miembro lutítico C, resultaron en deformaciones que varían entre un 35% y un 75% de acuerdo a la razón entre las mediciones de dichos diámetros. Lo anterior producto del enterramiento y presión que ejercieron los estratos superiores de

la Formación. Además, se tienen 10 mediciones obtenidas en terreno de los diámetros mayores y menores de algunas de las galerías con orientaciones dispersas, pertenecientes la parte inferior del miembro lutítico de la Formación los Molles. Estas mediciones se muestran en la Tabla 1.

N° de traza fósil (galerías)	Diámetro menor (cm)	Diámetro mayor (cm)
1	0,7	1,6
2	1	1,7
3	0,6	1,3
4	0,7	1,4
5	0,5	1,4
6	0,9	2
7	0,6	1,4
8	0,4	1,2
9	0,8	1,3
10	1,1	2

Tabla 1. Mediciones diametrales (cm), de las caras redondeadas pertenecientes a las galerías de bioturbaciones, observadas en el miembro lutítico C de la Formación Los Molles.

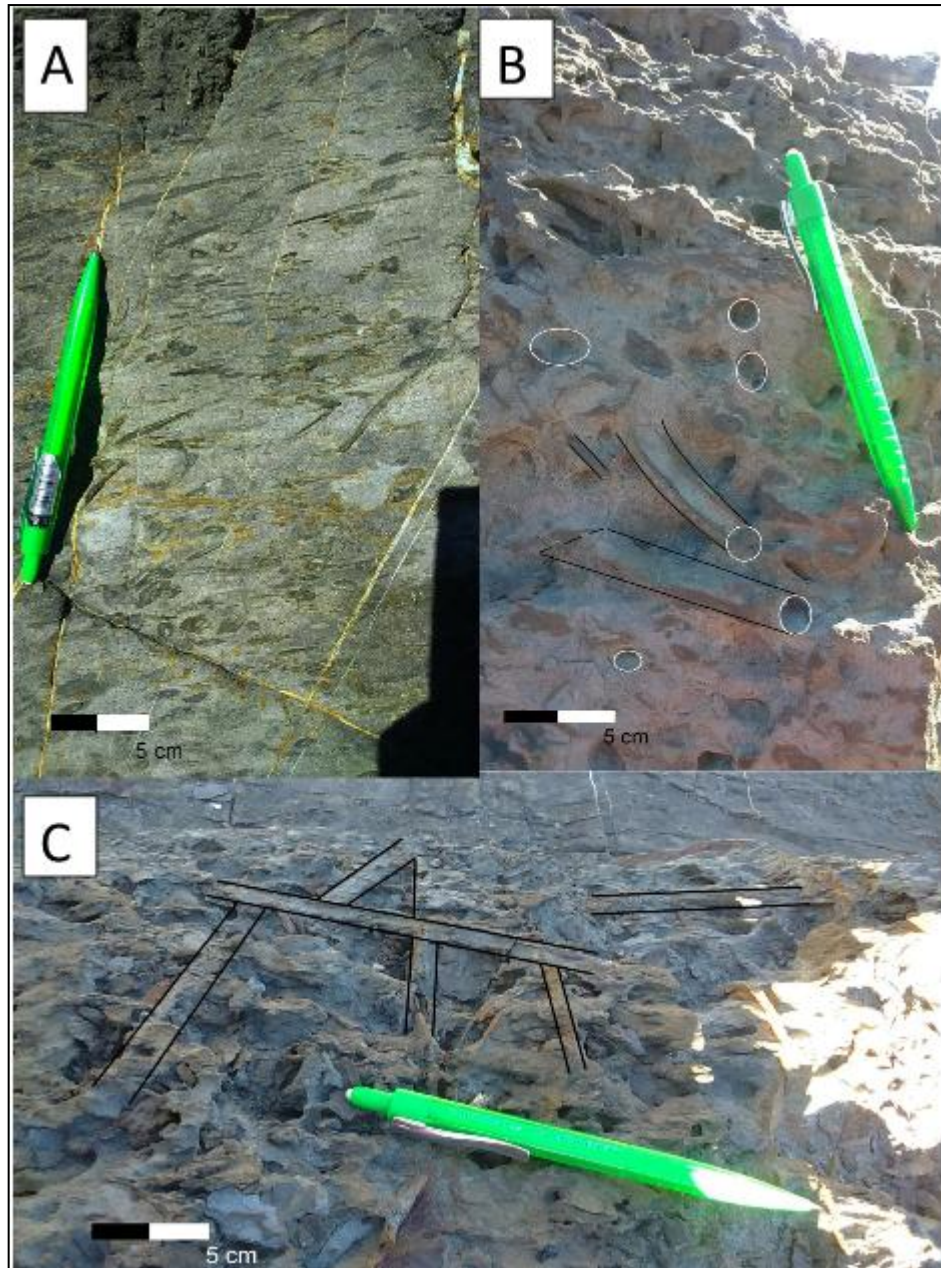


Ilustración 4. Bioturbaciones del miembro lutítico C, pertenecientes a la Formación Los Molles. A: Vista general de afloramiento con bioturbaciones y orientaciones dispersas; B: Galerías (bioturbación) de dónde se obtuvieron las mediciones de los diámetros mayores y menores en las caras redondeadas; C: Entrelace de bioturbaciones. Se observa cómo las galerías se conectan entre sí (Imágenes obtenidas en terreno).

2.3.2.4 Petrología de unidades

Se distinguen dos litologías predominantes en la zona de estudio, correspondientes a areniscas y lutitas, las cuales se van intercalando formando facies de turbiditas hacia la parte superior de la columna perteneciente a la Formación Los Molles. Estas observaciones se basan en set de laminaciones que van de 3mm a 6 mm aproximadamente, compuestos principalmente por clastos y matriz, para las unidades basales de la secuencia estratigráfica.

En la parte inferior de la columna sintética (Capítulo 2.3.2.1, pág. 20), se observan areniscas con un tamaño de grano grueso a medio, clasto soportado con una selección moderada de partículas; presenta clastos de cuarzo redondeados con tamaños que van de los 2mm a 1cm aproximadamente; presenta gradación normal e inversa en diferentes zonas del afloramiento; la matriz representa aproximadamente el 35% de la roca total y se observa de color gris oscuro; el cemento es posiblemente silíceo debido a la abundancia de clastos de composición cuarcífera.

Hacia la parte superior se observan lutitas, con tamaño de grano medio a fino y buena selección de partículas; posee abundante presencia de fósiles por lo que su color gris oscuro se deduce de la alta composición orgánica; más al sur, las lutitas presentan clastos de limonita que abarcan tamaños de 1 a 9 cm aproximadamente, con algunas orientaciones preferenciales hacia el NW.

En la parte superior de la columna se observan intercalaciones de areniscas y lutitas. Las areniscas presentan un color amarillento, mientras que las lutitas son de color gris oscuro, ambas de buena selección de partículas. Se observa gradación normal en tramos de distintos afloramientos al ir ascendiendo estratigráficamente (hacia el sur).

2.3.2.5 Estudio de Facies

Con respecto a la descripción de facies presentes en la columna de la Formación Los Molles, se observan 3 tipos de facies predominantes, descritas por Bell y Suárez (1995), las cuales se obtuvieron a partir de la descripción de los miembros B (lutita-arenisca) y C (lutita), entre los 150m y 500m de la sucesión estratigráfica. A continuación se describen 3 facies predominantes:

- Facie 1 “lutitas bioturbadas”: Unidad de lutita con una línea muy fina de arenisca. Presenta espesores de hasta 20 metros. Estas rocas son de color gris oscuro y forman aproximadamente un tercio de la sección total medida. Los estratos tienen entre 10 y 30 cm de espesor, con laminaciones finas a muy finas. El sedimento ha sido re TRABAJADO por bioturbación intensa, incluyendo Chondrites⁶ e invertebrados fósiles como amonites (*Schlotheimia*, *Hettangiano*) y bivalvos, incluyendo Trigonía. Nódulos calcáreos pequeños, negros y en forma de disco se concentran en estratos de entre 1 y 10 cm de grosor. La presencia de Chondrites y cristales de pirita, son indicativos de oxigenación mínima.

- Facie 2 “lutitas gradadas de capa fina”: Lutitas con gradación normal, en unidades de hasta 70 m de potencia. Forman aproximadamente el 16% de la Formación Los Molles. Presenta algunos estratos de arenisca de grano fino, dispuestos en estratificación paralela de 1 a 5 cm de espesor. La gradación de los estratos, se distingue por variaciones de color, desde un color más claro (limo) hasta arcillas de color más oscuro. Se observa presencia de amonites (*Schlotheimia*, *Hettangiano*) y pequeños bivalvos de caparazón delgado, además de bioturbaciones de “Chondrites”. La ausencia de organismos bentónicos, sugiere condiciones de baja oxigenación.

- Facie 3 “gradación de areniscas y lutitas”: unidades de hasta 20 m de potencia, y comprende alrededor del 22% de la Formación Los Molles. Presenta variación en el grosor de los estratos desde 0,5 a 15 cm, presentando bases

⁶ Chondrite. Estructura de bioturbación en formas tubulares generadas por organismo endobentónicos, que se alimentan dentro del sedimento.

erosionadas con *marcas de flautas*⁷. Además se observan estructuras de escape de fluídos como laminaciones convolutas. Las areniscas presentan un tamaño de grano grueso a muy fino, intercaladas con lutitas las cuales forman abundante facies de turbiditas. Se observa muy poca bioturbación. La gradación de areniscas y presencia de facie de lutita, sugieren que fueron depositadas a partir de corrientes de turbidez (Pickering et al., 1989; Middleton y Southard, 1984; Walker, 1992).

Cecioni y Westermann (1968), también describen los dos miembros inferiores de la Formación Los Molles, como representativos de una facie de plataforma marina; los dos superiores en cambio, corresponderían a depósitos de flysch⁸.

2.3.3 Marco Tectónico

La sub-cuenca Los Molles, se desarrolló durante la segunda etapa del ciclo Pre-Andino (Pérmico tardío- Jurásico temprano), ciclo que se desarrolla después de la fase final de la formación del megacontinente Gondwana y antes del desarrollo del arco magmático del Jurásico temprano (Capítulo 3 del libro *Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile*, Charrier et al., (2007)). Durante este período, el cual está caracterizado por la ausencia de un arco magmático, ocurre un descenso (posiblemente nulo) en el evento rápido de drift continental de Gondwana, lo cual se atribuye a la consolidación final del megacontinente. Como consecuencia, se produce una acumulación de flujos calientes en el manto superior, y posterior fusión cortical con magmatismo de carácter félsico, lo cual produce enormes volúmenes de magma basáltico a lo largo de la costa de Chile, es decir, en el margen oeste de Gondwana. El calor acumulado y el magma basáltico en la corteza inferior, producen un abombamiento de la corteza, junto con un régimen extensional y fracturamiento

⁷ Flautas. Estructura sedimentaria formada por la acción de fuertes remolinos en las corrientes de agua, que remueven el fango subyacente, profundamente al principio, pero que se debilitan al moverse aguas abajo.

⁸ Flysch. facies rocosas de origen sedimentario compuestas por alternancia rítmica de capas de rocas bien consolidadas (caliza, pizarra o areniscas) intercaladas con otras menos consolidadas (margas y arcillas).

de la corteza superior, lo que provoca el desarrollo de cuencas orientadas NNW-SSE (Charrier, 1979; Mpodozis & Kay, 1990). Estas orientaciones preferenciales de las cuencas, se deben a las zonas de debilidad producto de las suturas que unían a los terrenos alóctonos, acretados durante el Proterozoico y Paleozoico al margen de Gondwana (Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1994). El término de este ciclo, está marcado por el aumento o reinicio de la actividad de subducción.

III MODELIZACIÓN DE LA CUENCA LOS MOLLES SEGÚN MODELO GLACIO-EUSTÁTICO

3.1 Aporte para el estudio Glacio-eustático

La estratigrafía en una cuenca sedimentaria es el resultado de la interacción de la generación de espacio de acomodación y el influjo de sedimentos. Geometrías estratigráficas y deposiciones abruptas son por tanto determinados por los mecanismos tectónicos que causan subsidencia, patrones locales de fallas, la naturaleza de sedimentos y cambios en el nivel marino (Allen & Allen, 2013). Con respecto a este último, se define como Eustatismo a los cambios verticales del nivel marino (Mörner, 1976)

Existen diferentes ciclos estratigráficos correspondientes a cambios en el nivel del mar. Cinco órdenes, han sido definidos con rangos de periodicidad desde cientos de años a millones de años (Plint, A. G. & G. A. G., 1992). Ciclos de primer orden, abarcan más de 50 M.a (Torres, 1994), y son causados por fenómenos geotectónicos, principalmente por la acreción y posterior separación de supercontinentes (Vail et al, 1977b). Los ciclos de segundo orden, abarcan de 3 a 50 M.a (Arche, 2010) y son provocados por cambios en la velocidad del fondo oceánico (Plint, A. G. & G. A. G., 1992). Ciclos de tercer orden, abarcan de 0.5 a 10 M.a, pero son típicamente acortados a menos de 3 M.a. según Vail et al. (1991). Los ciclos de tercer orden pueden ser controlados por fenómenos de glacio-eustatismo, además de otros mecanismos tectónicos posibles (Cloetingh, 1988). Sin embargo, Allen y Allen (2013), mencionan que el modelamiento a través del ciclo Glacio-eustático, sólo se puede aplicar para ciclos de cuarto orden ya que para ciclos con valores mayores a 500.000 años (ciclos de tercer orden), y variaciones del nivel marino menores de 50 metros, entregan datos por debajo de la tasa de subsidencia tectónica crítica de la mayoría de las cuencas sedimentarias, es decir, se aleja de la realidad. Por último, los ciclos de cuarto y quinto orden, abarcan períodos de 0.1 a 0.5 M.a (Arche, 2010), y son producidos por cambios en la cantidad de radiación solar recibida por la

superficie de la Tierra (FCEN, s.f., ciclos estratigráficos regionales y globales). Las causas de la variación del nivel del mar en estos ciclos, se deben al glacio-eustatismo y a los ciclos de Milankovitch (Vail et al., 1977b).

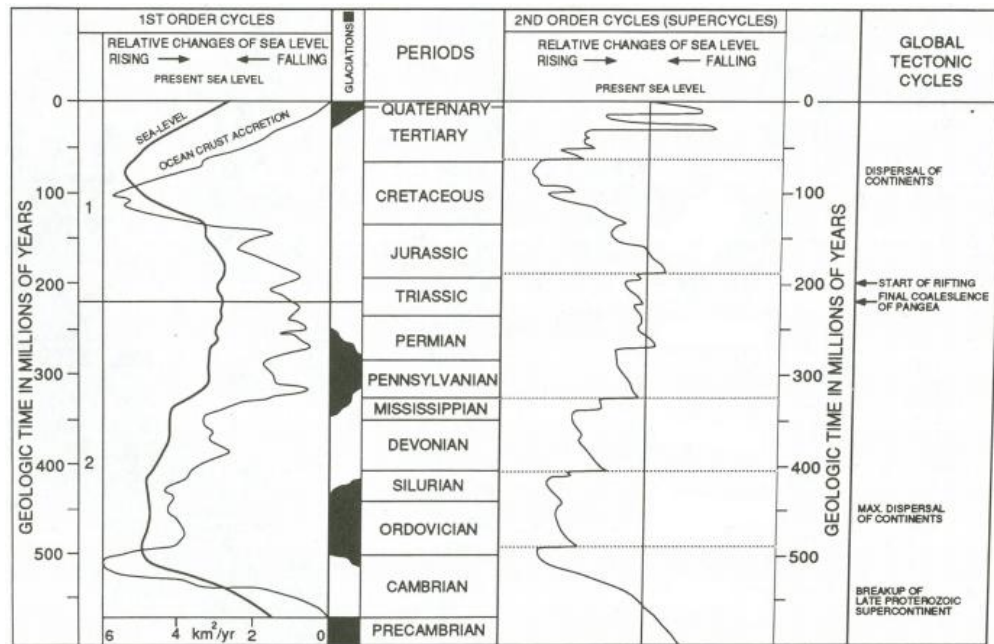


Figura 13. Variación eustática del nivel marino durante el Fanerozoico (Modificado de Plint, A Geatl, 1992). Se observan las curvas eustáticas del nivel marino a lo largo de la historia, definidas para ciclos de 1° y 2° orden.

Los cambios eustáticos tienen tres principales causas: (1) Glacio-eustatismo, controlado por la variación del volumen de agua en el océano; (2) Tectono-eustatismo, controlado por la variación del volumen de la cuenca oceánica; y (3) Geoidal-eustatismo (Fjeldskaar, 1991). El glacio-esutatismo, es la variación que puede experimentar el volumen total de las aguas contenidas por las cuencas oceánicas, en razón de los cambios climáticos, especialmente los más importantes y de largo período, representados por la alternancia de las glaciaciones e interglaciares. Esta causa del cambio del nivel marino, es la que se utiliza para el estudio del nivel marino relativo y el aporte sedimentario durante la Formación Los Molles.

Para definir el modelo Glacio-eustático, se deben definir algunos términos importantes. A continuación se presentan las definiciones de algunos términos según Emery and Myers (1996) y Allen y Allen (2005):

- Eustatismo: es la medida entre la superficie del mar y un dato fijo, usualmente tomado como el centro de la Tierra.
- Nivel marino relativo: medida entre la superficie del mar y un dato local móvil, tal como el basamento o la superficie sin el sedimento apilado.
- Profundidad del agua: distancia entre la superficie marina y el fondo marino.
- Espacio de Acomodación: espacio disponible para la acumulación de sedimentos.

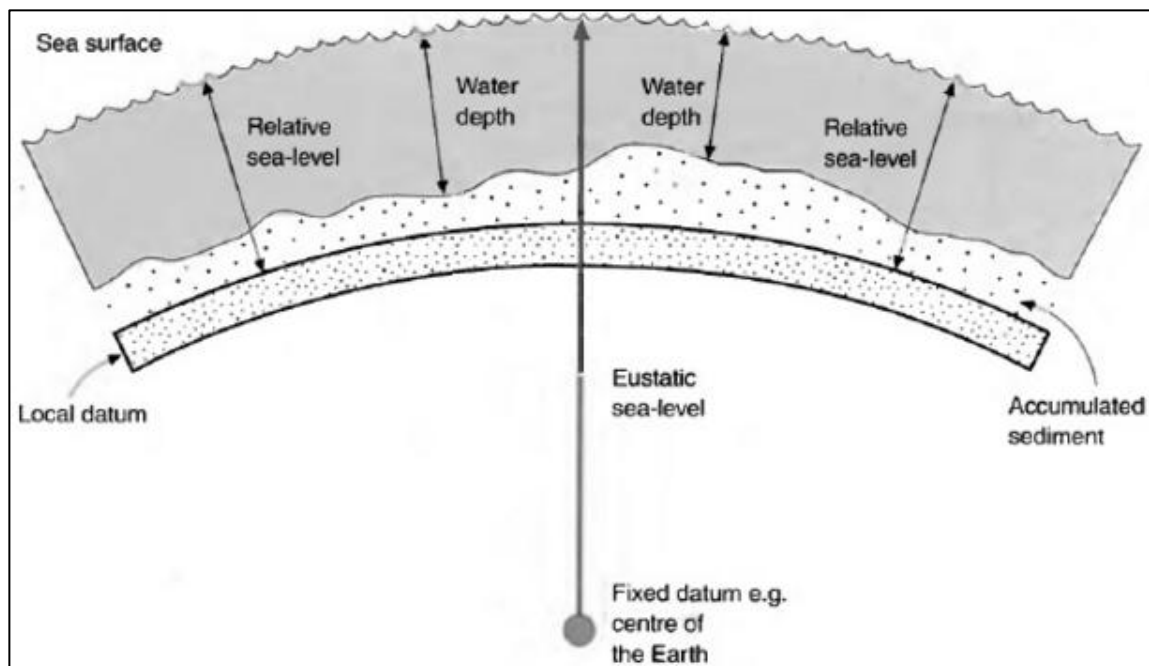


Figura 14. Esquema explicativo de los términos de eustasia, nivel marino relativo, profundidad del agua y sedimento acumulado (after Jervey 1988; Extracto de libro Sequence Stratigraphy, Emery & Myers (1996)).

Según Allen y Allen (2005), el espacio de acomodación⁹, puede ser determinado a partir de la función Glacio-eustática, como se muestra en la Figura 15.

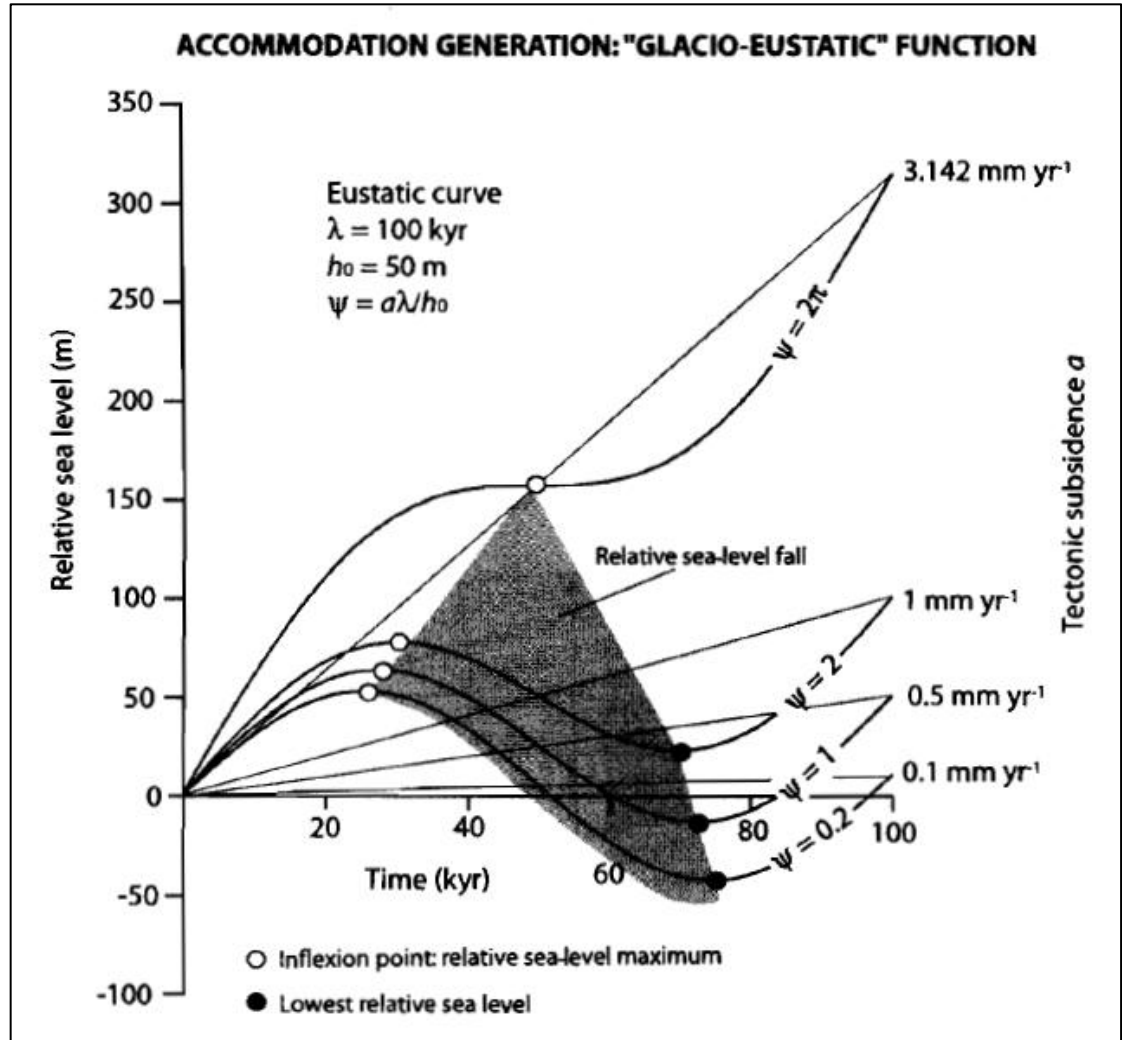


Figura 15. Curva sinusoidal de la función Glacio-eustática, en relación a la caída del nivel marino relativo y la tasa de subsidencia tectónica. Extracto del libro Basin Analysis, 2005 (Allen & Allen, 2005).

Se observan en la Figura 15, las variaciones del nivel marino relativo en función de los parámetros “ λ ”, el cual representa la longitud de la onda e indica el tiempo que demora en completarse un ciclo del modelo Eustático, “ h_0 ” que es la amplitud de la curva sinusoidal graficada, y el parámetro adimensional “ ψ ”, el cual relaciona la tasa de subsidencia tectónica con la variación del nivel

⁹ Espacio de Acomodación. espacio disponible para la acumulación de sedimentos en una cuenca sedimentaria.

marino relativo. Mientras la tasa de subsidencia tectónica vaya aumentando en relación a la amplitud de la curva sinusoidal, la curva se irá haciendo más asimétrica y el punto máximo del nivel marino relativo, se irá retrasando en el ciclo eustático. El área negra corresponde al espacio de acomodación, el cual se determina a partir de los puntos de inflexión cuando comienza la caída del nivel marino relativo.

El estudio de la variación del nivel marino relativo, a partir de la función Glacio-eustática (definida por la curva sinusoidal descrita anteriormente), implica el estudio del efecto eustático y el efecto de la subsidencia tectónica (Allen & Allen, 2005). Además, si se hace un estudio del aporte sedimentario a la cuenca, teniendo en cuenta que el espacio de acomodación de sedimentos está vinculado a la variación del nivel marino relativo, se puede calcular la profundidad del agua $w(t)$ en función del tiempo mediante la ecuación (1).

$$w(t) = \boxed{h_0 \sin\left(\frac{2\pi t}{\lambda}\right)} + \boxed{at} + \boxed{so \frac{\lambda}{\pi} \left[\cos\left(\frac{\pi t}{\lambda}\right) - 1 \right]} \quad (1)$$

El primer término, corresponde al efecto eustático. El segundo término corresponde a la subsidencia tectónica, y el tercer término se define como el aporte sedimentario (Allen & Allen, 2013). Para poder comprender esta fórmula, es necesario definir cada una de sus partes.

3.1.1 Efecto eustático:

La ecuación (2) que define este término, corresponde a una función sinusoidal. De acuerdo con la matemática que define a una curva sinusoidal, se tiene la siguiente ecuación general:

$$y(t) = A_0 \sin\left(\frac{2\pi}{T} t + \varphi\right) \quad (2)$$

Donde: A_0 es la amplitud de oscilación.

T es el período de oscilación.

φ es la fase inicial.

t es el tiempo

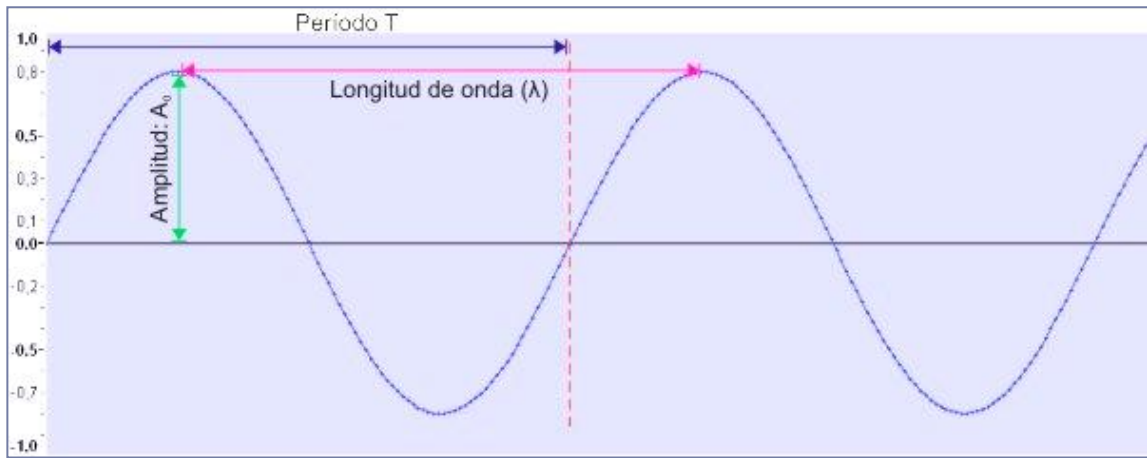


Figura16. Gráfica de la función senoide (“Las ondas senoidales”, s.f, Grado multimedia)

De acuerdo a lo anterior, la elevación del nivel marino **$h(t)$** causada por la fluctuación eustática sinusoidal, con amplitud de onda “ h_0 ” y longitud de onda “ λ ”, queda definida por (3).

$$h(t) = h_0 \sin\left(\frac{2\pi t}{\lambda}\right) \quad (3)$$

3.1.2 Efecto tectónico

La tasa de subsidencia se calcula a partir de tres cifras: espesor de los materiales correspondiente al intervalo estratigráfico, diferencias batimétricas entre el inicio y el final de la sedimentación en dicho intervalo y tiempo (expresado en años) al que equivale el intervalo (Torres, 1994). Teniendo una tasa de subsidencia tectónica “ **a** ” a través del tiempo, el efecto de subsidencia tectónica es igual a “ **a** ” multiplicado por “ **t** ” (tiempo).

De acuerdo a la definición matemática de la curva sinusoidal, se puede escribir la ecuación (4) del nivel marino relativo relacionando los parámetros descritos anteriormente de acuerdo a una fluctuación eustática sinusoidal, más el efecto de subsidencia tectónica, lo cual está representado por:

$$h_{rel} = h_o \sin\left(\frac{2\pi t}{\lambda}\right) + at \quad (4)$$

Dónde: h_{rel} es el nivel marino relativo.
 h_o es la amplitud de la onda.
 t es el tiempo.
 λ es la longitud de onda.
 a es la tasa de subsidencia tectónica.

3.1.3 Aporte Sedimentario

Los sedimentos se depositarán en lugares donde haya espacio disponible para acumular material. Este es el concepto de “espacio de acomodación” y su disponibilidad está determinada por los cambios en el nivel relativo del mar (Muto & Steel, 2000). Un aumento relativo del nivel del mar, crea un espacio de acomodación que luego se llena con sedimento hasta alcanzar un perfil de equilibrio. Por tanto la sedimentación se produce en cualquier punto del medio marino superficial hasta que se alcanza esta superficie. El espacio de acomodación se reduce por la adición de sedimentos para llenar el espacio o por mecanismos tectónicos o eustáticos que bajan el nivel relativo del mar.

Considerando una tasa de aporte sedimentario " $S(t)$ " a una velocidad constante, relacionada a la tasa de cambio del nivel marino relativo definida por el libro Allen y Allen (2013), se obtiene la ecuación (5).

$$S(t) = S_o \sin\left(\frac{\pi t}{\lambda}\right) \quad (5)$$

Para obtener el sedimento acumulado “ S ” a partir de la ecuación (5), se debe integrar la ecuación, y así calcular el área bajo la curva de dicha función. Lo anterior, se calcula de acuerdo al espacio de acomodación que se genera a

partir de la unión de los puntos de inflexión de las curvas (máximos y mínimos, es decir, máximos niveles de transgresión y regresión marina relativos) tal como se muestra en la Figura 15.

De acuerdo a la integral de la función seno (Inetor, 2015, integral del seno párr.1), se tiene lo siguiente:

$$\int \sin(x)dx = -\cos(x) + C \quad (6)$$

Realizando un cambio de variable de $\mu = \frac{\pi t}{\lambda}$, y $d\mu = \frac{\pi}{\lambda} dt$, se obtiene que $dt = \frac{\lambda}{\pi} d\mu$. Reemplazando las variables en la integral se obtiene la ecuación (7):

$$\frac{ds}{dt} = So \frac{\lambda}{\pi} \int \sin(\mu) d\mu = -So \frac{\lambda}{\pi} \cos(\mu) + C \quad (7)$$

Reemplazando μ por $\frac{\pi t}{\lambda}$ se obtiene entonces, que para cualquier punto dentro de un ciclo relativo del nivel del mar, la ecuación que define al aporte sedimentario es:

$$S(t) = -So \frac{\lambda}{\pi} \cos\left(\frac{\pi t}{\lambda}\right) + c \quad (8)$$

Y cuando $t=0$, el aporte sedimentario también será 0, y por tanto $c = So \frac{\lambda}{\pi}$. Por tanto, la fórmula para $S(t)$ es:

$$S(t) = So \frac{\lambda}{\pi} \left(1 - \cos\left(\frac{\pi t}{\lambda}\right)\right) \quad (9)$$

3.1.4 Fórmula final para el cálculo de batimetría

Finalmente la fórmula dada para el cálculo de la profundidad del agua es:

$$w(t) = \underbrace{ho \sin\left(\frac{2\pi t}{\lambda}\right)}_{1} + \underbrace{at}_{2} + \underbrace{So \frac{\lambda}{\pi} \left[\cos\left(\frac{\pi t}{\lambda}\right) - 1 \right]}_{3} \quad (10)$$

Dónde el primer término (1) es el efecto eustático, el segundo (2), es la subsidencia tectónica y el tercero (3) corresponde al efecto de aporte sedimentario.

Se observa que el suministro de sedimentos “So”, se resta a la ecuación debido a que el espacio de acomodación se está quitando del nivel marino relativo, el cual se rellena de sedimentos. Por tanto, lo que queda es sólo la profundidad del agua, como se describe en la ecuación (10) (Allen & Allen, 2013).

3.2 Cálculo de Compactación

La compactación, es uno de los procesos que experimentan las rocas sedimentarias durante su Diagénesis¹⁰. Consiste en una pérdida progresiva de volumen en la roca, debido a la carga litostática, causada por nuevas capas de sedimento depositado. Como consecuencia, se genera una reducción de la porosidad, producida por la expulsión de agua contenida en los poros del sedimento y por un reajuste del empaquetamiento de los granos (Torres, 1994). Por tanto, las secuencias sedimentarias como la lutita, arenisca o arcillas, se compactan al momento de su enterramiento y a una mayor profundidad, pero debido a las diferencias físicas y químicas propias de cada roca, esta compactación no es exactamente la misma (Sclater & Christie, 1980). Por ejemplo, la porosidad de las lutitas se reduce en mayor grado, que la porosidad de las areniscas debido a la compactación (“Efecto de la compactación sobre la permeabilidad y la porosidad”, 2012, parr. 2). Debido a que las lutitas tienen normalmente porosidades de deposición más altas relacionadas a la disposición

¹⁰Diagénesis. Procesos físicos y químicos que transforman los sedimentos en roca sedimentaria.

de sus partículas (Riecke y Chilingarian, 1974), la reducción de la porosidad se debe al reacomodo de los granos de la matriz, ya que la lutita posee granos planos y deformables, los cuales pueden tener una mejor acomodación durante la compactación. En cualquiera de los casos, la compactación hará que la potencia de la columna actual, sea menor a la potencia de inicio de su deposición.

Haciendo una comparación de porosidades entre diferentes litologías, se destacan la lutita y la arenisca con porosidades iniciales entre los 90-50% para la lutita, y de 25-45% para las areniscas. En una primera fase de compactación estas porosidades se reducen a un 40-45% para lutitas y de 10-25% en areniscas (Torres, 1994). Se observa entonces, que las lutitas tienden a disminuir en mayor porcentaje su porosidad al ser compactadas. En una segunda fase de compactación, estas porosidades disminuyen aún más su porcentaje.

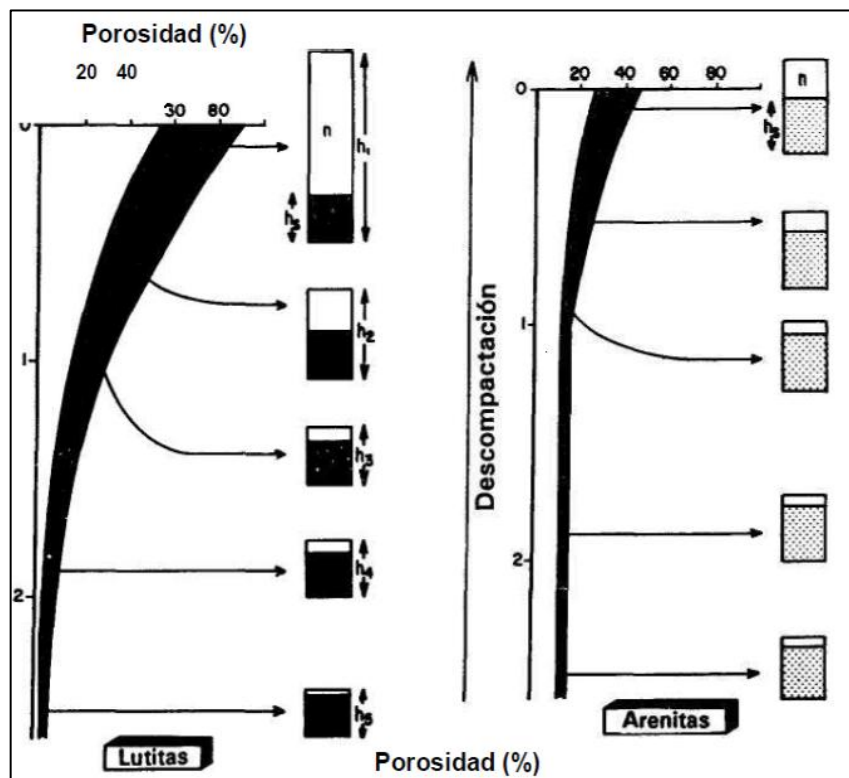


Figura 17. Gráfica de porosidad v/s profundidad, para las litologías de Lutita y Arenisca. Extracto de libro Estratigrafía: Principios y métodos (Torres, 1994).

Para hacer un estudio del aporte sedimentario a una cuenca, y su posterior análisis, es necesario conocer la potencia real de la columna, descartando así, el estrés litostático ejercido por estratos sedimentarios posteriores. Para esto, se debe hacer un cálculo de descompactación de los estratos, de acuerdo a las características propias de cada estrato.

La descompactación, es un procedimiento que restaura los espesores originales de los estratos mediante el uso de relaciones de porosidad-profundidad para cada tipo litológico, además de determinar las porosidades promedio durante el hundimiento de la cuenca. Según Scatler y Christie (1980), para una sección normalmente compactada de diferentes litologías se debe primero establecer una curva de porosidad vs profundidad. Esta relación, resulta en una función exponencial definida por Rubey y Hubbert (1959), la cual se puede escribir como la ecuación (11).

$$f = f_o * e^{-cz} \quad (11)$$

Dónde:

f: Porosidad actual del estrato.

f_o: Porosidad del estrato en superficie.

c: Constante para cada litología. Es la tasa de disminución de porosidad, es decir, la pendiente de la curva del gráfico porosidad vs profundidad, para cada litología.

z: Profundidad actual de enterramiento.

Es importante mencionar, que esta función se puede aplicar a sedimentos que se encuentran en condiciones normales de presión, es decir, donde existe sólo la carga litostática sin sobrepresiones.

Si se considera un sedimento, en la actualidad, a una profundidad entre “Z1” y “Z2”, se puede calcular el volumen de agua “V_w” contenida en los poros, mediante la integración de la fórmula de porosidad, situada entre “Z1” y “Z2”:

$$V_w = \int_{Z1}^{Z2} f_o e^{-cz} dz$$

$$V_W = \frac{f_0}{c} (e^{-cZ_1} - e^{-cZ_2}) \quad (12)$$

Como el volumen total de una columna unitaria (V_{w+s}) es igual al volumen de los granos de sedimento (V_{sg}) más la porosidad (f), y como la porosidad es igual al volumen que ocupa el agua en el sedimento, entonces se puede definir la ecuación (13):

$$V_{SG} = V_{W+S} + V_W \quad (13)$$

Ahora, considerando un área de sección transversal unitaria, se define como la altura del sedimento, sin la porosidad, a la ecuación (14):

$$Z_{SG} = Z_2 - Z_1 - \frac{f_0}{c} (e^{-cZ_1} - e^{-cZ_2}) \quad (14)$$

La ecuación (14), no cambia al determinar la altura del sedimento al momento de descompactar una columna, debido a que esta se mantiene constante. Sin embargo, lo que cambia es la porosidad, es decir, la altura del agua contenida en el sedimento. A partir de la ecuación (12), se obtiene la altura de agua mediante la siguiente ecuación:

$$Z_W = \frac{f_0}{c} (e^{-cZ'_1} - e^{-cZ'_2}) \quad (15)$$

Por lo tanto, el total de altura de la columna descompactada está representada por la ecuación (16):

$$Z'_2 - Z'_1 = Z_{SG} + Z'_W \quad (16)$$

Sustituyendo la ecuación (16) por las ecuaciones (14) y (15), resulta la ecuación general para la descompactación (17).

$$Z'_2 - Z'_1 = Z_2 - Z_1 - \frac{f_0}{c} (e^{-cZ_1} - e^{-cZ_2}) + \frac{f_0}{c} (e^{-cZ'_1} - e^{-cZ'_2}) \quad (17)$$

Donde:

Z'_1 y Z'_2 : Profundidades del estrato sin compactación, es decir, en la superficie.

Z_1 y Z_2 : Profundidades del estrato actuales.

Mediante el uso de esta fórmula, el cambio en el espesor de la unidad considerada está referido al cambio de la porosidad del sedimento durante el enterramiento. Por tanto, es el volumen de los poros lo que se reduce con la profundidad de enterramiento. Sin embargo, según Angevine et al., (1990), se proponen otros métodos para el cálculo de la descompactación, pero para unidades estratigráficas con potencias menores a 100 m, lo que hace al método de Sclater y Christie (1980), el más acertado para fines de este trabajo.

3.3 Tasa de Sedimentación

La tasa de sedimentación es la cantidad de material sedimentado en un determinado intervalo estratigráfico, durante un intervalo de tiempo concreto (Torres, 1994). Se calcula según la relación entre el grosor de un estrato y la cantidad de tiempo en el cual se formó. Según Flores (2014), la tasa de sedimentación TS, se calcula en base a la ecuación (18).

$$TS = \frac{\text{Grosor del sedimento (cm)}}{\text{Edad (años)}} \quad (18)$$

El grosor del sedimento y la edad dentro de la ecuación, también pueden ser medidos en mm/1000 de años (mm/kyr), ó por su equivalente en metros/millones de años (m/Myr). Estas unidades se conocen como *Unidad Bubnoff*¹¹ (Torres, 1994).

La sedimentación tiene lugar preferentemente en las áreas adyacentes a los continentes donde se alcanzan los valores máximos de tasa de

¹¹ Unidad Bubnoff. Unidad de tasa de sedimentación que equivale al mm/1 000 años o a m/Ma de años.

sedimentación (decenas de miles de mm/kyr en deltas y llanuras de mareas). En medios cercanos al continente (mares cerrados, golfos, bahías, etc.) los valores superan el centenar de mm/kyr, mientras que en las plataformas, con valores muy variables de unas a otras en función de la subsidencia, se tienen valores medios del orden de la decena de mm/kyr (Torres, 1994).

IV DESARROLLO DEL TRABAJO

Para comenzar el desarrollo del modelo, en primer lugar se realiza el cálculo de la descompactación de la columna sintética de la Formación Los Molles. Se hace un primer cálculo a partir de la ecuación (17), para obtener los espesores iniciales de cada estrato cuando aún estaban en superficie. Además, se hace un segundo procedimiento dónde se usan porcentajes de compactación para cada estrato según su litología.

En segundo lugar se hará el cálculo de la tasa de sedimentación TS de la columna, por cada estrato, para luego ocuparla en la fórmula de la batimetría, ya que TS se asemeja a So cuando no existe una tasa de denudación¹².

Por último, se hará el cálculo de la profundidad del agua $w(t)$ (ecuación (10)), obteniendo al mismo tiempo el efecto eustático y el aporte sedimentario a la cuenca. Se hará una variación del parámetro “ λ ” y de la tasa de subsidencia tectónica “a”, para ver como varía el cálculo de la batimetría y se hará un análisis en cada caso.

4.1 Limitantes

De acuerdo a Allen y Allen (2013), el modelo aplicado para este trabajo correspondiente al ciclo Glacio-eustático, funciona para ciclos de variación del nivel marino de cuarto orden. En este caso, se realiza el modelo para un ciclo de tercer orden, teniendo en cuenta que se limita el efecto de subsidencia tectónica, ya que durante la deposición de la Formación Los Molles, hay una disminución y posible ausencia de la tectónica, definida por el Capítulo 3 del libro Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile (Charrier et al., 2007). Además, ésta queda limitada ya que para este trabajo se propone que la deposición de la Formación Los Molles, se genera durante una transgresión marina producida por variaciones del nivel marino debido al modelo Glacio-eustático. Es importante mencionar que el modelo que se define

¹² Denudación. Conjunto de los procesos que determinan la degradación o rebaje general de la superficie del terreno. Normalmente comprende los procesos de meteorización, transporte y erosión.

anteriormente para el cálculo de la profundidad del agua marina, ignora la compactación de sedimentos y la respuesta isostática a las cargas de agua y sedimento.

Otra limitante para el cálculo de la profundidad de agua, es que se utilizará, en vez de la tasa de aporte sedimentario S_o , la tasa de sedimentación TS, calculada a partir de la nueva potencia descompactada en relación con el tiempo de formación de la columna de la Formación Los Molles.

Para el cálculo de la descompactación, se toma en cuenta sólo el proceso físico. Este implica que la forma y el tamaño de los granos quedan igual al momento de compactarse, y sólo lo que se expulsa es la cantidad de agua contenida en la porosidad. Por tanto, la diagénesis no se considera en su totalidad, es decir, se asume que el volumen de granos no cambia significativamente con el tiempo. No se consideran, por ejemplo, procesos como la cementación o la disolución por presión de los granos sedimentarios. Además, se utiliza sólo la columna sintética de la Formación Los Molles, y no se toma en cuenta la carga litostática de estratos sobre esta columna.

4.2 Parámetros

- En primer lugar, para el estudio de la Formación Los Molles y el análisis del nivel marino relativo durante la formación de ésta, los dos parámetros importantes a utilizar para el cálculo de la batimetría en relación a la variación del nivel marino relativo, son el efecto eustático y el aporte sedimentario. Por tanto, la ecuación para la profundidad del agua (10), considerando una tasa de subsidencia tectónica igual a 0, es:

$$w(t) = h_o \sin\left(\frac{2\pi t}{\lambda}\right) + s_o \frac{\lambda}{\pi} \left\{ \cos\left(\frac{\pi t}{\lambda}\right) - 1 \right\}$$

- El tercer parámetro de importancia a calcular, es la descompactación de la Columna sintética de la Formación Los Molles (capítulo III, 3.2, pág. 42), y la nueva potencia generada en superficie.
- El cuarto parámetro a calcular es la tasa de sedimentación (capítulo III, 3.3, pág. 46), dato que aportará al estudio de la variación relativa del nivel marino.

4.3 Restricción del Modelo

De la columna sintética de la Formación Los Molles, se ocuparán los espesores de cada miembro estratigráfico, obtenidos de los aportes de Cecioni y Westermann (1968), y sus respectivas edades geológicas, las cuales corresponden a aproximaciones obtenidas a partir del contenido fósil de cada miembro y sus litologías correspondientes.

Del estudio de compactación de los estratos, se utilizará la potencia final de la columna descompactada, para el cálculo de la tasa de sedimentación en relación con el tiempo de formación para cada miembro.

El modelo Glacio-eustático ignora la compactación y la respuesta isostática a las cargas de sedimento y agua (Allen y Allen, 2013). Sin embargo, Para efectos de este trabajo, se toma en cuenta la compactación dentro del aporte sedimentario en la ecuación para la variación relativa del nivel marino.

No se ocupará el efecto de la erosión de sedimentos, en el estudio de sedimentación debido a que no hay mayores discordancias en la columna estratigráfica de la Formación Los Molles. Sin embargo se discute sobre este punto en la discusión (Capítulo VI, pág. 76).

4.4 Aplicación de la Modelización

4.4.1 Descompactación por Procedimiento n°1

Para hacer el cálculo de descompactación de la columna de la Formación Los Molles completa, se irá haciendo un cálculo por cada estrato

perteneciente a la columna sintética. Los datos que se ocuparán serán, las potencias aproximadas según Cecioni & Westermann (1968), para cada miembro estratigráfico especificados en la Figura 18, y datos de tasas de disminución de la porosidad durante el enterramiento, determinadas empíricamente para cada litología, obtenidos del trabajo de Sclater & Christie (1980) (Tabla 2).

Para el desarrollo del modelo que se quiere trabajar, se definen cuatro miembros estratigráficos, que conforman la columna sedimentaria de la Formación Los Molles, los cuales, de manera estratigráficamente decreciente se denominan con las letras A, B, C y D como se muestra en Figura 18. A continuación se destacan sus principales características de acuerdo al trabajo de Cecioni y Westermann (1968) y a la descripción petrológica realizada en el capítulo de petrología de este trabajo:

- El miembro A, es la capa superior de la columna y está compuesta de arenisca con una base brechosa con clastos de grauvacas. Tiene una potencia de 193 m. Presenta facies tipo Flysch. De acuerdo a los datos según Cecioni & Westermann (1968), se interpreta que la edad de este miembro es aproximadamente Pliensbachiana superior.
- El miembro B, es una capa de areniscas con lutitas con una potencia de 275 m. Consiste en una alternancia de grauvacas y lutitas con o sin limolita. Contiene fósiles Cepalópodos (*Polymorphitidae*) los cuales indican una edad Pliensbachiana inferior (Jurásico inferior).
- El miembro C se compone de Lutita con una potencia de 205 m con escasas intercalaciones de arenisca. En su parte superior, posee un alto contenido fosilífero de Amonites (*Schlotheimia*) de hasta 15 cm de diámetro, lo que le asigna una edad Hettangiana (Jurásico inferior).
- El Miembro D, consiste en un miembro arenoso basal con 75 m de potencia, con alternancia de conglomerados amarillos. Posee clastos de cuarzo inmersos en una matriz cuarcífera microcristalina con cemento silíceo. De acuerdo a los

datos según Cecioni & Westermann (1968), se interpreta que la edad de este miembro es aproximadamente Nórica-inferior.

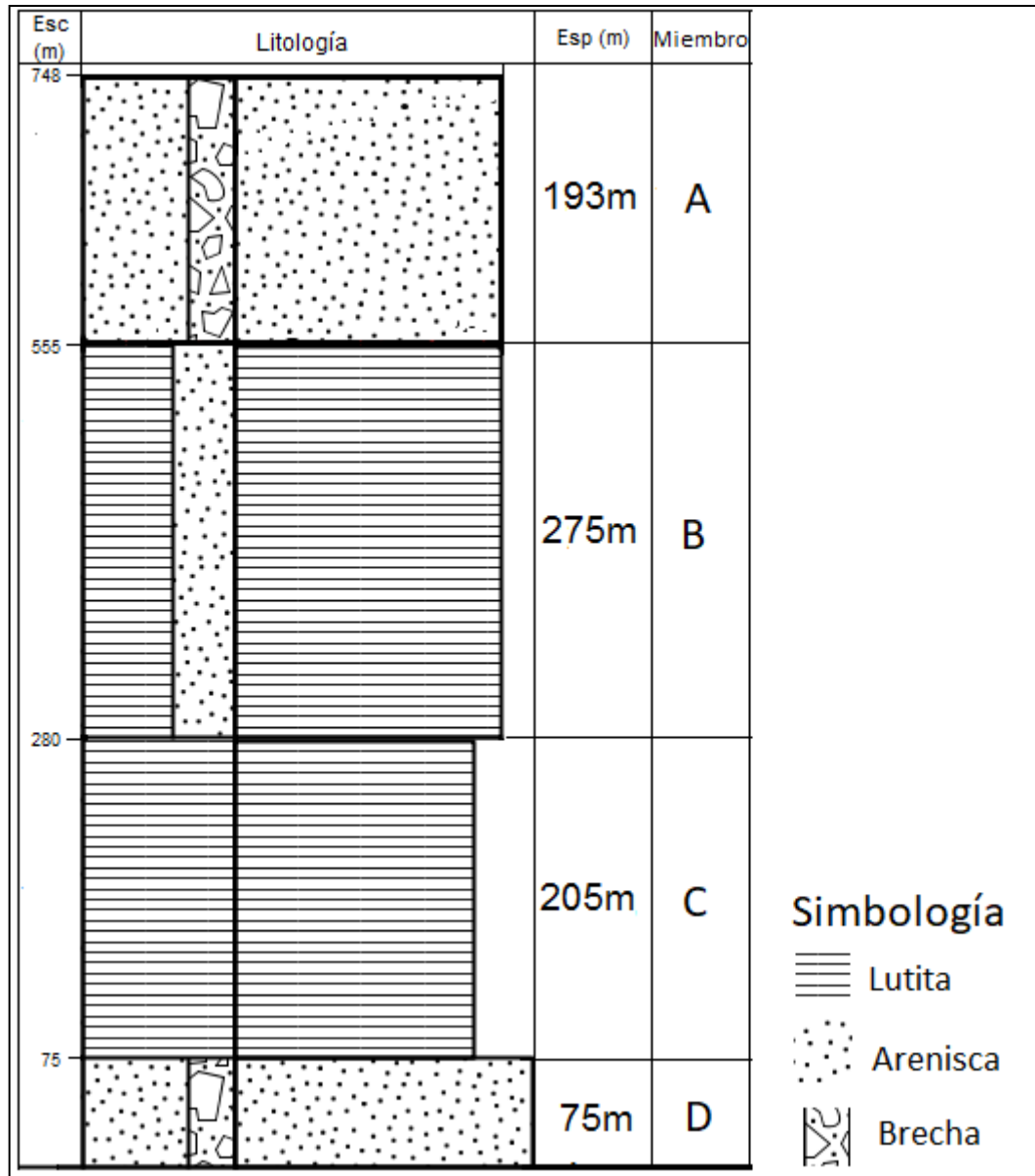


Figura 18. Columna sintética con datos a utilizar para el cálculo de la descompactación, generada a partir del aporte de Cecioni y Westermann (1980).

Parámetros del sediment		
Litología	C(km ⁻¹)	Porosidad (fo)
Lutitas	0.51 x 10 ⁻⁵	0.63
Arenas	0.27 x 10 ⁻⁵	0.49
Lutitas-Arenas	0.39 x 10 ⁻⁵	0.56

Tabla 2. Parámetros de porosidad (fo) y constante de profundidad vs porosidad (C), para litologías del Mar del Norte, definida por Sclater y Christie, 1980.

Si bien los datos de porosidad y constante “C”, pertenecen a las litologías del mar del Norte, se utilizarán para el cálculo de descompactación de la columna de la Formación Los Molles como una aproximación.

La ecuación definida para la descompactación es la ecuación (17):

$$Z'_2 - Z'_1 = Z_2 - Z_1 - \frac{f_o}{C} (e^{-CZ_1} - e^{-CZ_2}) + \frac{f_o}{C} (e^{-CZ'_1} - e^{-CZ'_2})$$

Para poder calcular cuánto se compacta cada miembro estratigráfico, estos se llevan a la superficie haciendo un backstripping¹³ de los estratos superiores, y por tanto no hay presión litostática para la compactación. En este caso Z'¹ sería igual a 0, y la ecuación (17) sería:

$$Z'_2 = Z_2 - Z_1 - \frac{f_o}{C} (e^{-CZ_1} - e^{-CZ_2}) + \frac{f_o}{C} (1 - e^{-CZ'_2}) \quad (19)$$

Tomando como una superficie igual a 0 la parte superior de la columna, es decir, la parte superior del miembro D, se tienen los siguientes cálculos:

- **Cálculo Miembro D:** Esta capa comienza desde los 673m y alcanza una profundidad de 748m. Por tanto Z₁=0.673 km y Z₂=0.748 km. Según la Tabla 2 (Sclater & Christie, 1980), la porosidad “fo” y la constante de profundidad “C” para un estrato de arenisca son 0.49 y 0.27 x10⁻⁵ respectivamente. Reemplazando en la ecuación (19) se tiene:

¹³ Backstripping. Remoción de material sedimentario que se encuentra sobre el estrato que se quiere estudiar.

$$Z'_2 = (0.748 - 0.673) - \frac{0.49}{0.27 \times 10^{-5}} \times (e^{-0.27 \times 10^{-5} \times 0.673} - e^{-0.27 \times 10^{-5} \times 0.748}) \\ + \frac{0.49}{0.27 \times 10^{-5}} \times (1 - e^{-0.27 \times 10^{-5} \times Z'_2})$$

Como la incógnita Z'_2 está a ambos lados de la ecuación, se debe realizar el cálculo de la ecuación por medio de iteración¹⁴, tomando como valor de inicio de Z'_2 el espesor en kilómetros de la capa (0.075m). Este cálculo se realiza en el programa Excel, reemplazando el valor de Z'_2 por 0.075 a un lado de la ecuación, para poder despejar la incógnita del otro lado (Anexo 9.2). Una vez despejada la incógnita, se toma este valor obtenido y se reemplaza nuevamente en la ecuación, haciendo lo mismo sucesivamente con los resultados que se obtienen. El valor definitivo de Z'_2 , será el valor más cercano al último resultado. Haciendo este procedimiento se obtiene que $Z_2=0.0866\text{km}$, es decir **$Z_2 = 86.6\text{m}$** .

- **Cálculo Miembro C:** Esta capa comienza desde los 468m y alcanza una profundidad de 673m. Por tanto $Z_1=0.468\text{ km}$ y $Z_2=0.673\text{ km}$. Según la Tabla 2 (Sclater & Christie, 1980), la porosidad “fo” y la constante de profundidad “C” para un estrato de lutita son 0.63 y 0.51×10^{-5} respectivamente. Reemplazando en la ecuación se tiene:

$$Z'_2 = (0.673 - 0.468) - \frac{0.63}{0.51 \times 10^{-5}} \times (e^{-0.51 \times 10^{-5} \times 0.468} - e^{-0.51 \times 10^{-5} \times 0.673}) \\ + \frac{0.63}{0.51 \times 10^{-5}} \times (1 - e^{-0.51 \times 10^{-5} \times Z'_2})$$

Se realiza el mismo procedimiento de iteración anterior. Haciendo este procedimiento se obtiene que $Z_2=0.2750\text{km}$, es decir **$Z_2 = 275\text{m}$** .

- **Cálculo Miembro B:** Este estrato comienza desde los 193m y alcanza una profundidad de 468m. Por tanto $Z_1=0.193\text{ km}$ y $Z_2=0.468\text{ km}$. Según la Tabla 2 (Sclater & Christie, 1980), la porosidad “fo” y la constante de profundidad “C”

¹⁴ Iteración de una función, es decir, aplicando la función repetidamente, usando la salida de una iteración como la entrada a la siguiente.

para un estrato de lutita-arena son 0.56 y 0.39×10^{-5} respectivamente. Reemplazando en la ecuación se tiene:

$$Z'_2 = (0.468 - 0.193) - \frac{0.56}{0.39 \times 10^{-5}} \times (e^{-0.39 \times 10^{-5} \times 0.193} - e^{-0.39 \times 10^{-5} \times 0.468}) + \frac{0.56}{0.39 \times 10^{-5}} \times (1 - e^{-0.39 \times 10^{-5} \times Z'_2})$$

Se realiza el mismo procedimiento de Iteración en el programa Excel. Haciendo este procedimiento se obtiene que $Z'_2=0.2962\text{km}$, es decir **$Z'_2 = 296.2\text{m}$** .

- **Cálculo Miembro A:** Este estrato comienza desde los 0m y alcanza una profundidad de 193m. Por tanto $Z_1=0$ km y $Z_2=0.193$ km. Según la Tabla 2 (Sclater &Christie, 1980), la porosidad “fo” y la constante de profundidad “C” para un estrato de Arenisca son 0.49 y 0.27×10^{-5} respectivamente. Reemplazando en la ecuación se tiene:

$$Z'_2 = (0.193 - 0) - \frac{0.49}{0.27 \times 10^{-5}} \times (e^{-0.27 \times 10^{-5} \times 0} - e^{-0.27 \times 10^{-5} \times 0.193}) + \frac{0.49}{0.27 \times 10^{-5}} \times (1 - e^{-0.27 \times 10^{-5} \times Z'_2})$$

Haciendo el procedimiento de Iteración en el programa Excel, se obtiene que $Z'_2=0.193\text{km}$, es decir **$Z'_2 = 193\text{m}$** .

En la Tabla 3, se muestra un resumen de las potencias calculadas, de acuerdo al procedimiento n° 1.

Miembros Estratigráficos	Descompactación n°1		
	Potencia actual	Potencia calculada	Metros no compactados
A	193 m	193 m	0 m
B	275 m	296.2 m	21.2 m
C	205 m	275 m	70 m
D	75 m	86.6 m	11.6 m
Potencia Total columna (m)	748 m	850.79 m	102.8 m

Tabla 3. Tabla resumen para el procedimiento de descompactación n°1. Se muestra la nueva potencia calculada para cada miembro, junto con los metros descompactados (datos calculados en excel).

4.4.2 Descompactación por Procedimiento n°2

Se realiza un segundo procedimiento para el cálculo de la descompactación, de acuerdo a porcentajes de compactación para cada litología. En primer lugar, se utilizan datos bibliográficos obtenidos de Ramm y Bjoerlykke (1994), basados en un modelo de regresión dependiente de la arcilla, obteniendo porcentajes de compactación para la lutita y arenisca. En segundo lugar, se utilizan los datos anteriormente descritos de Covacevich et al., (1987), correspondientes a razones entre los diámetros menores y mayores obtenidos de las trazas fósiles observadas en el miembro lutítico C de la Formación Los Molles, junto a los datos del estudio en terreno del presente trabajo.

a) Ramm y Bjoerlykke (1994)

Ramm y Bjoerlykke (1994), sugirieron un modelo de regresión dependiente de la arcilla ($\emptyset = A * e^{-(\alpha + (\beta * Cl)) * Z}$ (20), donde A, α y β son coeficientes de regresión, Z es la profundidad y \emptyset es la porosidad), el cual es válido únicamente para la compactación mecánica, es decir, profundidades inferiores a 2,5 km, y por tanto sirve para ser aplicada al cálculo de compactación de la Formación Los Molles. Avseth, P. et al., (2001), utilizaron este modelo de regresión para estudiar la curva de porosidad vs profundidad, pertenecientes a un estrato de arenisca, lutita y arenisca cementada del Mar del Norte. A partir de sus resultados obtuvieron el siguiente gráfico de profundidad v/s porosidad:

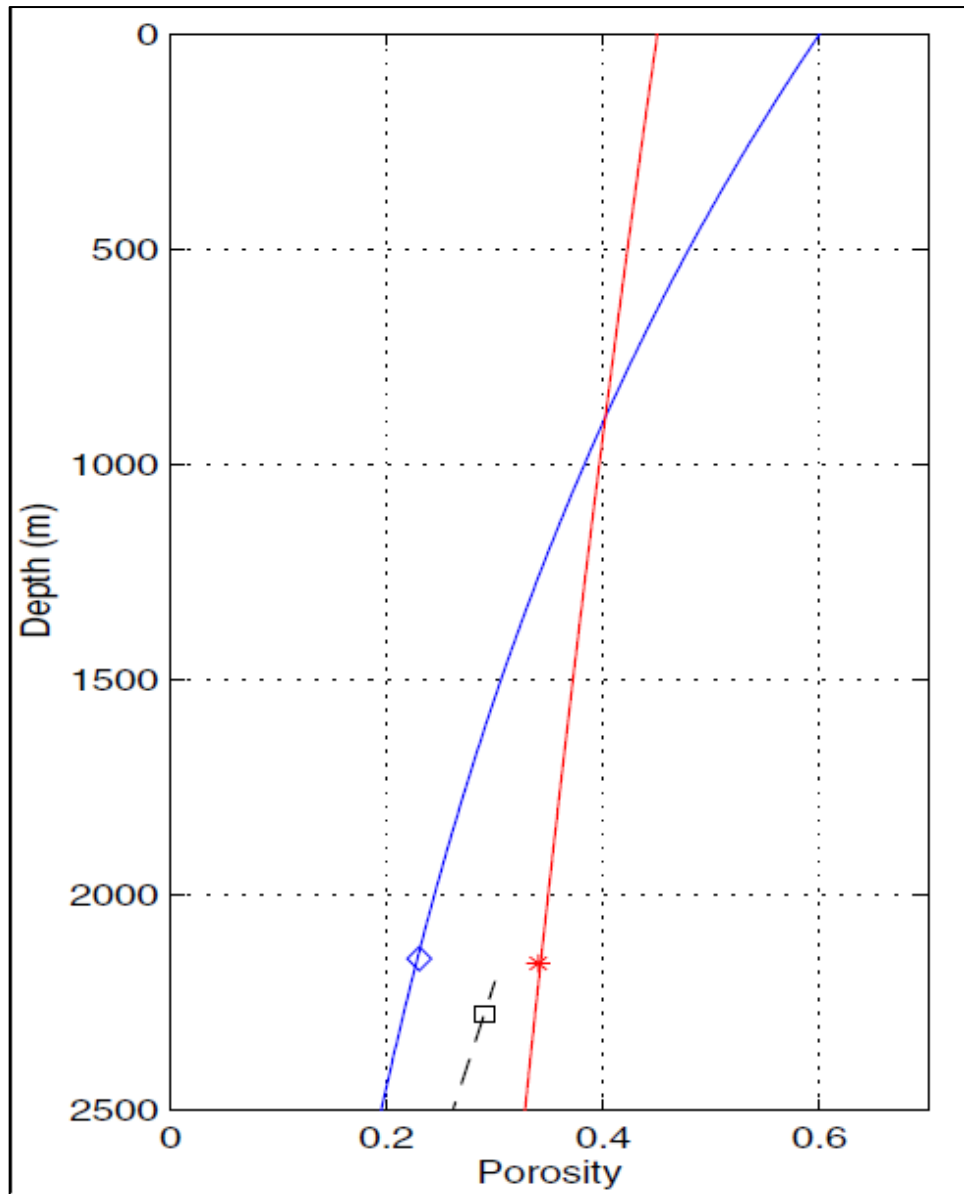


Gráfico 1. Gráfico profundidad versus porosidad para litología de arenisca y lutita. La línea azul corresponde al estudio de compactación en lutitas, y la línea roja para la arenisca. Extracto de Avseth, P., Mavko, G., Dvorkin, J., & Mukerji, T. (2001).

A partir del gráfico 1, se puede sacar un porcentaje estimado de la compactación de la lutita (curva de color azul), la cual va desde 0.6% a 0.2% de porosidad, al enterrarse 2.5 km. Esto indica que la porosidad de la lutita disminuye en 2/3 a su espesor original en la superficie.

A partir de los datos entregados por los autores mencionados anteriormente, se realiza el cálculo de descompactación de los estratos de lutita y arenisca pertenecientes a la Formación Los Molles. Lo anterior, se considera

una aproximación del modelo definido por Avseth, P. et al., (2001), ya que el porcentaje de arcillas contenidos en los estratos de arenisca y lutitas pertenecientes a la Formación Los Molles, podría no estar dentro de los rangos del modelo (por ejemplo para la lutita, se contempla una compactación mecánica hasta los 80°C, durante un enterramiento superficial) para evitar la cementación de cuarzo.

Se realiza la descompactación de la lutita con un porcentaje de compactación de **2/3**. Así mismo se considera para la arenisca, la cual tiene un menor porcentaje de compactación debido a la forma de sus granos, que corresponde a **1/2**. Finalmente para el estrato lutita-arenosa, se considera un porcentaje de compactación de **3/5**. Mediante los cálculos correspondientes se tiene:

- **Cálculo Miembro D:** con un espesor de 75 m, se calcula una compactación 1/2 de su espesor inicial, y por tanto 75 m corresponden a 1/2 del espesor total. Haciendo un cálculo de proporcionalidad se obtiene:

$$\frac{75}{x} = \frac{50}{100} \quad x = \frac{75 \times 100}{50} = 150 \text{ m}$$

Por tanto, el espesor inicial del estrato de arenisca basal antes de la compactación, es de 150 m.

- **Cálculo Miembro C:** con un espesor de 205 m, se calcula una compactación 2/3 de su espesor inicial, y por tanto 205 m corresponden a 1/3 del espesor total. Haciendo un cálculo de proporcionalidad se obtiene:

$$\frac{205}{x} = \frac{33.333}{100} \quad x = \frac{205 \times 100}{33.333} = 615 \text{ m}$$

Por tanto, el espesor inicial del estrato de lutita antes de la compactación, es de 615 m.

- **Cálculo Miembro B:** con un espesor de 275 m, se calcula una compactación 3/5 de su espesor inicial, y por tanto 275 m corresponden a 2/5 del espesor total. Haciendo un cálculo de proporcionalidad se obtiene:

$$\frac{275}{x} = \frac{40}{100} \quad x = \frac{275 \times 100}{40} = 687.5 \text{ m}$$

Por tanto, el espesor inicial del estrato de lutita-arenisca antes de la compactación, es de 687.5 m.

- **Cálculo Miembro A:** con un espesor de 193 m, se calcula una compactación 1/2 de su espesor inicial, y por tanto 190 m corresponden a 1/2 del espesor total. Haciendo un cálculo de proporcionalidad se obtiene:

$$\frac{193}{x} = \frac{50}{100} \quad x = \frac{193 \times 100}{50} = 386 \text{ m}$$

Por tanto, el espesor inicial del estrato de arenisca en la parte superior de la columna, antes de la compactación, es de 386 m.

La Tabla 4, muestra un resumen de las potencias calculadas según Ramm y Bjoerlykke (1994).

Miembros Estratigráficos	Ramm y Bjoerlykke (1994)		
	Potencia actual	Potencia calculada	Metros No compactados
A	193 m	386 m	193 m
B	275 m	687.5 m	412 m
C	205 m	615 m	410 m
D	75 m	150 m	75 m
Potencia Total columna (m)	748 m	1838 m	1090 m

Tabla 4. Tabla resumen para el procedimiento de descompactación n°2. Se muestra la nueva potencia calculada para cada miembro, junto con los metros descompactados.

b) Estudio de Covacevich et al., (1987) y datos obtenidos en terreno

Covacevich, Suárez y Sepúlveda (1987), mencionan que las galerías provocadas por bioturbaciones, presentes en el miembro lutítico C de la Formación Los Molles, presentan signos de deformación las cuales se midieron haciendo la razón entre los diámetros menores y mayores de diferentes trazas fósiles. Estas deformaciones actuales, varían entre un 35% y un 75%. Los datos pueden ser utilizados para realizar la descompactación de la lutita tomando en cuenta que esta aproximación de la deformación de las trazas fósiles, corresponde a la compactación total del miembro C, la cual varía entre los porcentajes señalados.

Para hacer este cálculo más específico, se incluyen datos obtenidos en el terreno realizado para fines de este trabajo, especificados en el capítulo de estratigrafía (2.3.2.2. Estructuras sedimentarias, pág. 21). Estos datos, corresponden de igual manera, a los diámetros mayores y menores de las trazas fósiles en forma de galerías, pertenecientes al miembro lutítico.

Para obtener el porcentaje de compactación de los datos obtenidos en terreno, se hace una razón entre el diámetro **b** (menor) y el diámetro **a** (mayor), especificado en la Figura 19, la cual es una representación de las trazas fósiles observadas en el estrato de lutita.

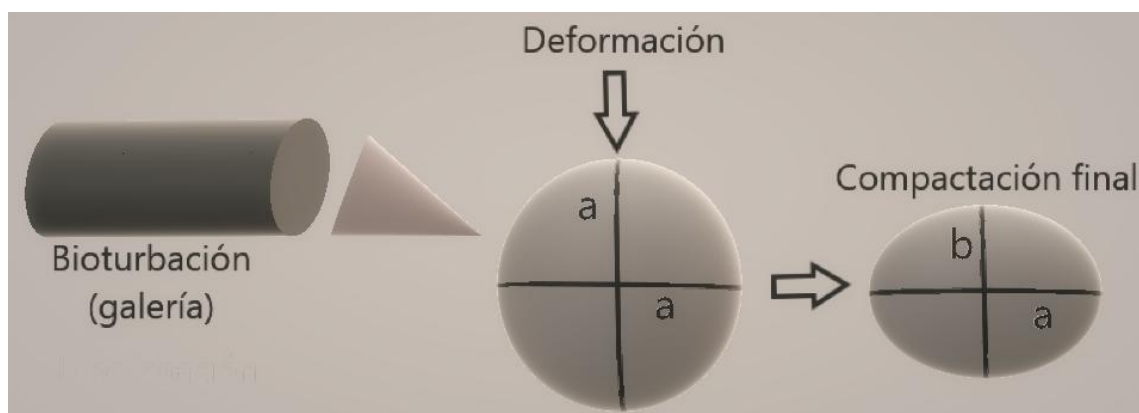


Figura 19. Explicación de la razón entre diámetros mayores y menores de las trazas deformadas. Se observa que producto de la deformación, el diámetro **a** disminuye su longitud.

En la Tabla 5, se observan los porcentajes obtenidos a partir de los datos de terreno. Con estos valores se obtiene un promedio del 49% para la compactación de la lutita. Agregando a este promedio los datos de porcentajes proporcionados por Covacevich et al., (1987), el porcentaje total de compactación de la lutita es de 53%.

N° de traza fósil (galerías)	Diámetro menor b (cm)	Diámetro mayor a (cm)	Razón b/a (porcentaje de compactación)
1	0,7	1,6	0,44
2	1	1,7	0,59
3	0,6	1,3	0,46
4	0,7	1,4	0,5
5	0,5	1,2	0,42
6	0,9	1,5	0,6
7	0,6	1,4	0,43
8	0,4	1,2	0,33
9	0,8	1,3	0,61
10	1,1	2	0,55
Promedio			0,49

Tabla 5. Mediciones de los diámetros mayores y menores obtenidos de las caras redondeadas de las trazas fósiles, con sus respectivos porcentajes de compactación.

Teniendo el porcentaje promedio de compactación del miembro lutítico C de la Formación Los Molles, se puede hacer el cálculo de descompactación a través del cálculo de proporciones.

Con un espesor de 205 m, se calcula una compactación del 53% del espesor inicial del miembro C, y por tanto 205 m corresponden a 47% del espesor total. Haciendo un cálculo de proporcionalidad se obtiene:

$$\frac{205}{x} = \frac{47}{100} \quad x = \frac{205 \times 100}{47} = 436 \text{ m}$$

En la Tabla 6, se muestra la potencia de la columna descompactada, de acuerdo a los nuevos datos del miembro C. Los metros descompactados para los demás miembros (A, B y D) se mantuvieron, ya que la información entregada por Covacevich et al., (1987) y datos obtenidos en terreno, corresponden sólo al miembro lutítico C.

Miembros Estratigráficos	Covacevich, Suárez y Sepúlveda (1987), y datos obtenidos en terreno		
	Potencia actual	Potencia calculada	Metros No compactados
A	193 m	386 m	193 m
B	275 m	687 m	412 m
C	205 m	436 m	231 m
D	75 m	150 m	75 m
Potencia Total columna (m)	748 m	1659 m	911 m

Tabla 6. Tabla resumen para el procedimiento de descompactación n°2, de acuerdo a los datos aportados por Covacevich et al., (1987) y datos de terreno. Se muestra la nueva potencia calculada para el miembro lutítico C, junto con los metros descompactados.

4.4.3 Tasa de sedimentación

Una vez que se obtiene la potencia real de las unidades estratigráficas, antes de su compactación, se puede obtener la tasa de sedimentación (TS), en relación con el tiempo de formación. Se tiene la ecuación (18) definida por Flores, 2014:

$$TS = \frac{\text{Grosor del sedimento (cm)}}{\text{Edad (años)}}$$

Par este cálculo, se utilizan como grosor del sedimento a los espesores obtenidos por cada miembro estratigráfico después de su descompactación, en unidad de metros; para la edad se utiliza la cantidad de años en millones de años, en los que se formó cada unidad estratigráfica, es decir la edad relativa de formación para cada unidad perteneciente a la Formación Los Molles.

Para determinar el tiempo relativo de formación para cada miembro estratigráfico, se hizo un estudio de las edades relativas determinadas por el contenido fósil presente en los miembros de la Formación. En la Tabla 7 se observan edades entregadas por diferentes autores:

Nombre miembros	Edades		
	Cecioni y Westermann (1968)	Bell y Suárez (1995)	Covacevich, Suárez y Sepúlveda (1987)
A	Sin fauna reconocida	Amonites (600m), Sinemuriano	Cita Cecioni et al., (1968)
B	<i>Polymorphitidae</i> , Pliensbachiano inferior	Sin información	Cita Cecioni et al., (1968)
C	Amonites (<i>Schlotheimia</i>), Hettangiano	Amonites (200m), Hettangiano	Nórica superior – Rética
D	Sin fauna reconocida	Sin información	Cita Cecioni et al., (1968)

Tabla 7. Edades relativas definidas por diferentes autores (Cecioni y Westermann, 1968; Bell y Suárez, 1995; Covacevich et al., 1987), para cada miembros de la sucesión estratigráfica perteneciente a la Formación lo Molles.

Se define, a partir de las edades obtenidas de los diferentes autores, una edad Plienbachiana superior para el miembro A, la cual abarca aproximadamente desde los 188-184 millones de años, otorgando un tiempo de formación de **3 Ma** (millones de años); al miembro B, se le otorga una edad Hettangiano medio a Plienbachiano inferior, la cual abarca aproximadamente desde los 197-188 millones de años, otorgando un tiempo de formación de **9 M.a**; al miembro C, se le otorga una edad Nórica superior a Hettangiano inferior, la cual abarca aproximadamente desde los 207-197 millones de años, otorgando un tiempo de formación de **10 M.a**; finalmente al miembro D, se deduce una edad Nórica inferior, la cual abarca aproximadamente desde los 216-207 millones de años, otorgando un tiempo de formación de **9 M.a**.

De acuerdo a los datos obtenidos anteriormente según el procedimiento n°1 de descompactación, y los tiempos de formación para cada unidad, se tienen las siguientes tasas de sedimentación en m/M.a, en la Tabla 8:

Nombre capa	Cálculo de TS (m/M.a)
Miembro A	$TS = \frac{192.99m}{3M.a} = 64.33 \text{ m/M.a}$
Miembro B	$TS = \frac{296.2m}{9M.a} = 32.9 \text{ m/M.a}$
Miembro C	$TS = \frac{275m}{10M.a} = 27.5 \text{ m/M.a}$
Miembro D	$TS = \frac{86.6m}{9M.a} = 9.62 \text{ m/M.a}$

Tabla 8. Cálculos de TS para cada miembro de la columna estratigráfica Los Molles, según los datos de potencias obtenidos del procedimientos n°1 de descompactación.

La tasa de sedimentación promedio para toda la columna según el procedimiento n°1, es de 33.58m/M.a.

Igualmente, de acuerdo a los datos obtenidos según el procedimiento n°2 de descompactación, y los tiempos de formación para cada unidad, se tienen las siguientes tasas de sedimentación en m/M.a, en la Tabla 9:

Nombre capa	Cálculo de TS (m/M.a) Ramm y Bjoerlykke (1994)	Cálculo de TS (m/M.a) Covacevich et al., (1987) y datos de terreno
Miembro A	$TS = \frac{386m}{3M.a} = 128.6 \text{ m/M.a}$	$TS = \frac{386m}{3M.a} = 128.6 \text{ m/M.a}$
Miembro B	$TS = \frac{687.5m}{9M.a} = 76.38 \text{ m/M.a}$	$TS = \frac{687.5m}{9M.a} = 76.38 \text{ m/M.a}$
Miembro C	$TS = \frac{615m}{10M.a} = 61.5 \text{ m/M.a}$	$TS = \frac{436m}{10M.a} = 43.6 \text{ m/M.a}$
Miembro D	$TS = \frac{150m}{9M.a} = 16.6 \text{ m/M.a}$	$TS = \frac{150m}{9M.a} = 16.6 \text{ m/M.a}$

Tabla 9. Cálculos de TS para cada miembro de la columna estratigráfica Los Molles, según los datos de potencias obtenidos del procedimientos n°2 de descompactación.

Por lo tanto, la tasa de sedimentación promedio para la columna sintética, mediante el Procedimiento n°2 de descompactación es de 70.77 m/M.a según los aportes de Ramm y Bjoerlykke (1994), y de 66.29 m/M.a según los aportes de Covacevich et al., (1987) y datos obtenidos en terreno.

4.4.4 Modelo Glacio-eustático: cálculo de batimetría

Para el cálculo y posterior análisis del modelo Glacio-eustático, definido por la curva sinusoidal, se utiliza la ecuación de la profundidad del agua ($w(t)$), dónde aparecen los parámetros de eustasia y aporte sedimentario, ya que la tectónica se considera nula. La ecuación (10) de la profundidad del agua, definida anteriormente, es la siguiente:

$$w(t) = h_o \sin\left(\frac{2\pi t}{\lambda}\right) + S_o \frac{\lambda}{\pi} \left\{ \cos\left(\frac{\pi t}{\lambda}\right) - 1 \right\}$$

Para determinar los parámetros “ h_o ” y “ λ ”, se debe hacer un estudio de las variaciones del nivel marino¹⁵ (Vnm) a lo largo de la historia (Plint, A. Geatl, 1992). A continuación se presentan curvas de variación del nivel marino, presentadas por diferentes autores: Hallam & Cohen (1989); Curva EXXON Petroleum Company (1988); Miller et al., (2005) y Haq et al., (1987).

¹⁵ Vnm. Corresponden a cambios en la profundidad del agua producto de factores locales (sedimentación y tectónica) y globales (cambios glacio-eustáticos y tectónicos como la expansión de fondos oceánicos).

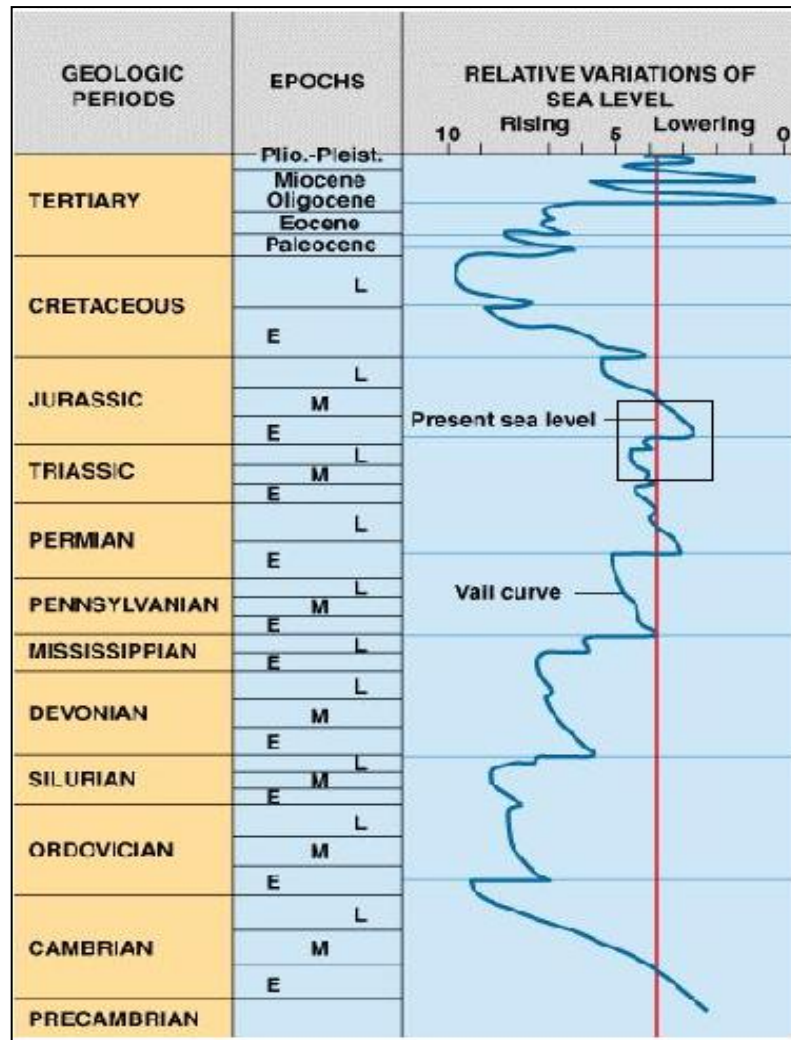


Figura 20. Variaciones del nivel marino, presentadas en ciclos de tercer orden a lo largo de la historia. En el recuadro negro se especifica el lapso de tiempo en el cual se define la longitud de onda " λ " y la amplitud " h_0 ", para cada ciclo. Modificado del capítulo 14, del Libro The Earth through time (Levin, 2006).

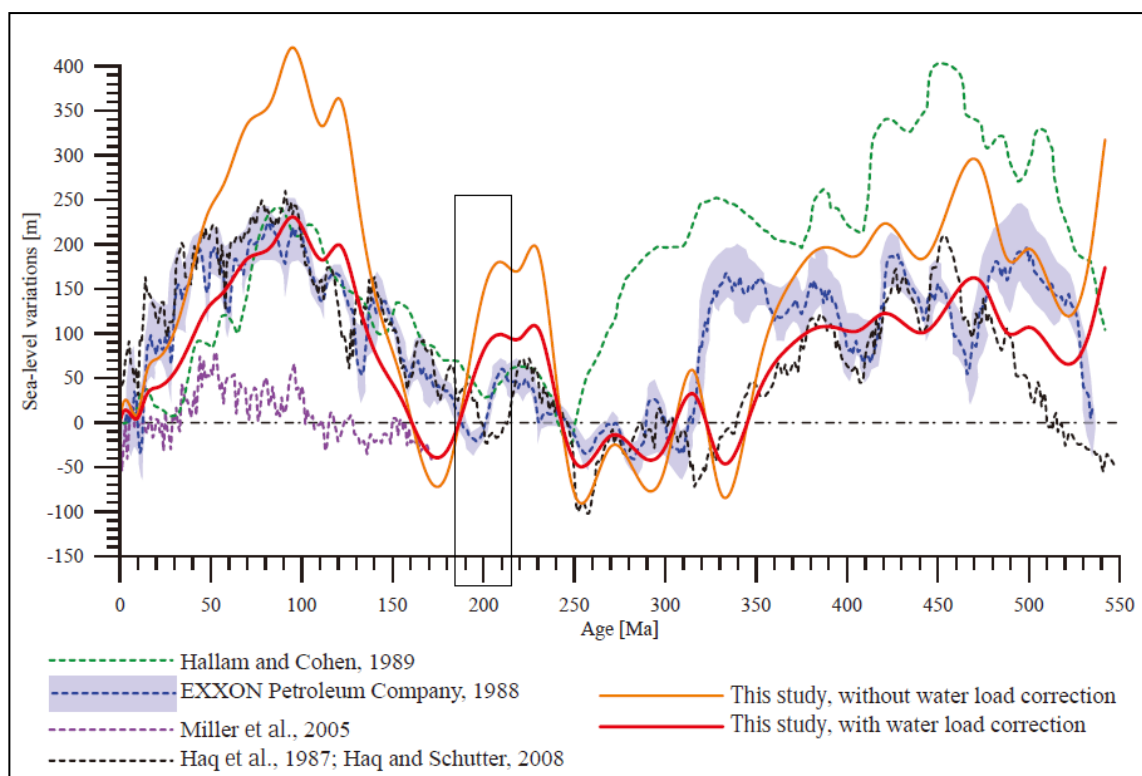


Figura 21. Variaciones globales del nivel marino a lo largo de la historia, definida por diferentes autores. Los ciclos graficados corresponden a ciclos de tercer orden. En el recuadro negro se especifica el lapso de tiempo en el cual se define la longitud de onda “ λ ” y la amplitud “ h_o ”, para cada ciclo. Modificado de Verard et al. (2015).

Según los estudios revisados de la curva de variación del nivel marino durante el Triásico-Jurásico (ciclos de tercer orden), se saca un promedio del valor de la amplitud “ h_o ” y “ λ ”, para cada ciclo de variación del nivel marino. Un ciclo de variación del nivel marino, corresponde a la longitud de la curva que va desde una máxima subida del nivel marino hasta después de la máxima caída, antes de completar un ciclo. Este no se debe confundir con el ciclo en que se deposita una secuencia estratigráfica, el cual corresponde a un ciclo que incluye dos caídas relativas del nivel del mar y se extiende desde el punto de inflexión de la tasa máxima de caída del nivel del mar hasta la subida subsiguiente, seguida por la caída siguiente (Haq et al., 1988).

- El promedio calculado para la amplitud “ h_o ”, según cada autor es de: --53.3m-- para la curva de Haq et al, 1988; --35m-- según la curva de Exxon Petroleum Company, 1988; --26.6m-- según la curva de Hallam and Cohen, 1989. La curva de Haq et al. (1988), también está presente en otra bibliografía (Torres, 1994), y al parecer los ciclos son más pequeños por lo que entrega un promedio para

“ho” de --36.6m--. Por tanto, el promedio general para el valor de “ho” es de --37.87 m.

- Por otro lado el promedio calculado para la longitud de onda λ , entre el Triásico- Jurásico es de --6.07-- M.a, el cual se obtiene a partir de la duración que cumple un ciclo en la función sinusoidal, es decir, cuánto tiempo es el que se demora la curva en partir desde una posición en el eje “Y” y terminar en la misma posición un ciclo después.

- Otro parámetro importante para la ecuación de la profundidad del agua es So, que corresponde a la tasa de aporte sedimentario. Para este valor se utiliza la tasa de sedimentación TS como una aproximación, ya que este valor es el mínimo de la velocidad de sedimentación en la caída del nivel marino relativo, es decir, corresponde al So mínimo en el modelo de acomodación de la curva sinusoidal. La tasa de sedimentación que se utiliza es la calculada a partir del procedimiento n°1 (capítulo IV, parte 4.4.1, pág 50), ya que se considera el procedimiento más exacto para fines del presente estudio. El promedio de la TS es de 33.58 m/M.a.

Teniendo todos los valores para calcular la profundidad del agua W(t) (ho=37.87 m; λ =6.07 M.a; TS=33.58 m/M.a.), se reemplaza en la fórmula:

$$w(t) = 37.87 \sin\left(\frac{2\pi t}{6.07}\right) + 33.58 \frac{6.07}{\pi} \left[\cos\left(\frac{\pi t}{6.07}\right) - 1 \right]$$

V RESULTADOS

5.1 Descompactación

Se descompactaron los cuatro miembros pertenecientes a la columna estratigráfica de la Formación Los Molles. La potencia total de la columna, por medio del procedimiento n°1 es igual a 850.79 m, es decir, la nueva columna descompactada supera en 102.8 m a la columna actualmente.

Según el procedimiento n°2, de acuerdo a los aportes de Ramm y Bjoerlykke (1994), la columna se descompacta a una potencia total de 1838 m, es decir, la nueva columna estratigráfica tiene 1090 m más que la columna actual. De acuerdo al aporte de Covacevich et al., (1987) y datos de terreno, la columna se descompacta a una potencia total de 1659m, es decir, la nueva columna estratigráfica tiene 911 m más que la columna actual.

En las Tablas 10 y 11, se muestran los resultados obtenidos para cada miembro estratigráfico, según el procedimiento n°1 y procedimiento n°2 respectivamente.

Miembros Estratigráficos	Descompactación n°1		
	Potencia actual	Potencia calculada	Metros no compactados
A	193 m	193 m	0 m
B	275 m	296.2 m	21.2 m
C	205 m	275 m	70 m
D	75 m	86.6 m	11.6 m
Potencia Total columna (m)	748 m	850.79 m	102.8 m

Tabla 10. Resumen de las potencias calculadas para cada miembro de la columna estratigráfica Los Molles, de acuerdo al procedimiento n°1 de descompactación.

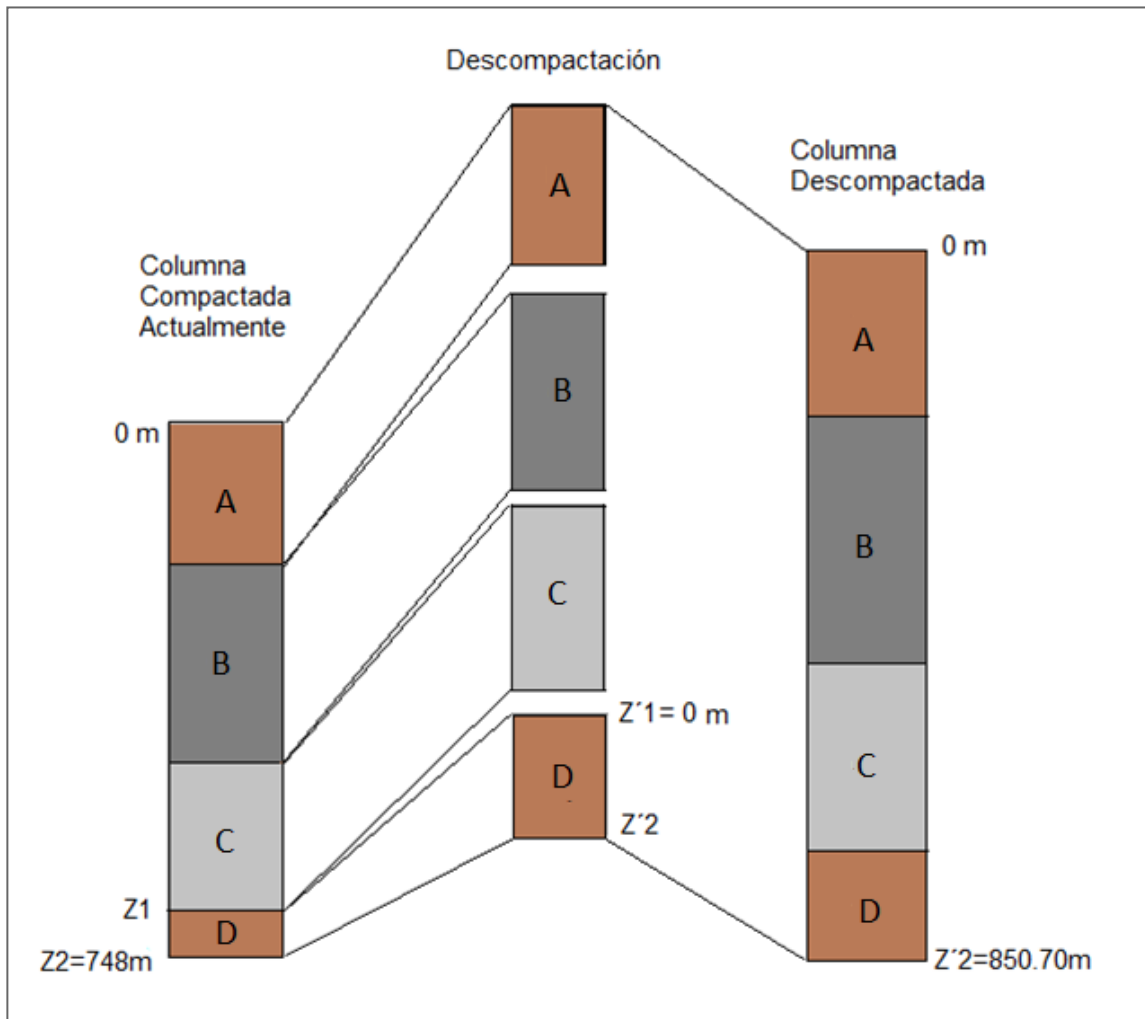


Figura 22. Columna descompactada según procedimiento n°1 con nueva potencia. Se muestra de manera gráfica por qué Z'1 tiene un valor nulo, al ser extraídos los miembros superiores.

Miembros Estratigráficos	Descompactación procedimiento n°2				
	Potencia actual	Ramm y Bjoerlykke (1994)		Covacevich et al., (1987) y Datos obtenidos en terreno	
		Potencia calculada	Metros No compactados	Potencia calculado	Metros No compactados
A	193 m	386 m	193 m	386 m	193 m
B	275 m	687 m	412 m	687 m	412 m
C	205 m	615 m	410 m	436 m	231 m

D	75 m	150 m	75 m	150 m	75 m
Potencia Total columna (m)	748 m	1838 m	1090 m	1659 m	911 m

Tabla 11. Resumen de las potencias calculadas para cada miembro de la columna estratigráfica Los Molles, de acuerdo al procedimiento n°2 de descompactación, según los aportes de Ramm y Bjoerlykke (1994), Covacevich et al., (1987) y Datos obtenidos en terreno.

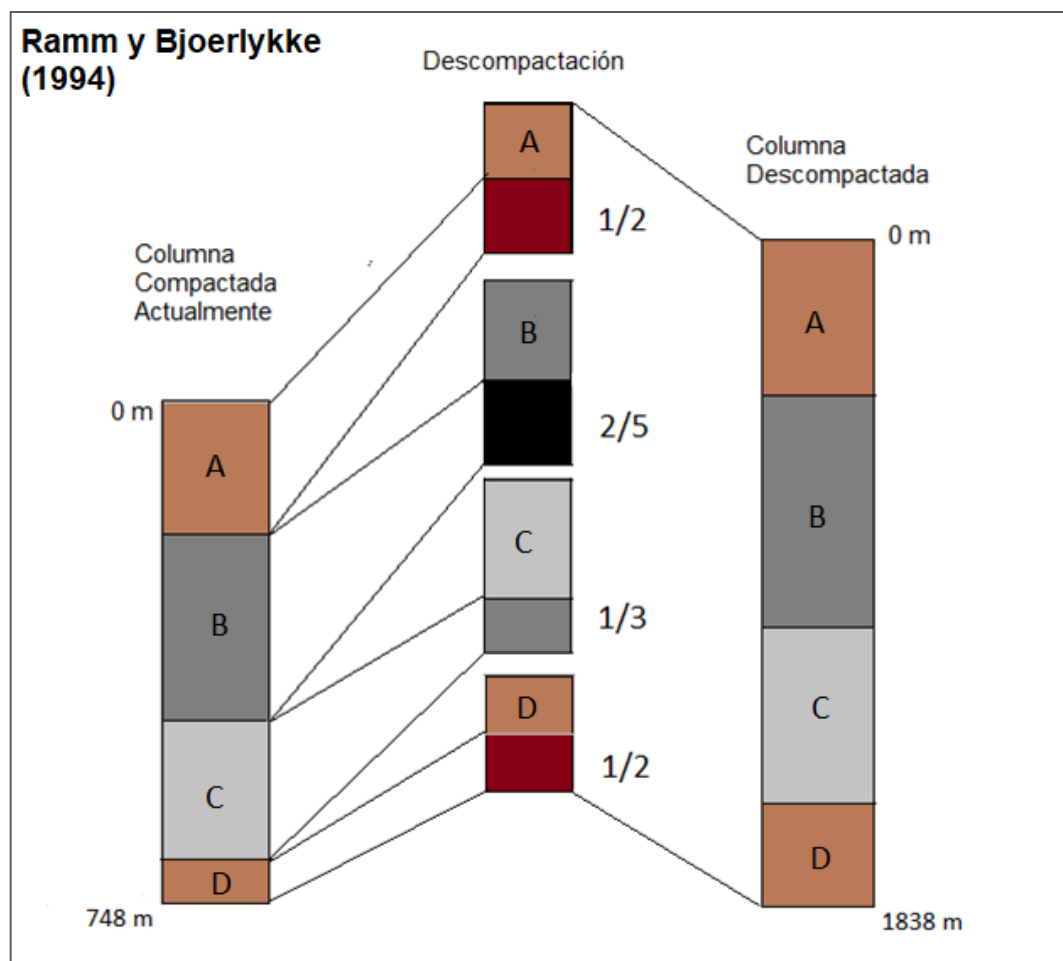


Figura 23. Columna descompactada según procedimiento n°2 con nueva potencia, de acuerdo al aporte de Ramm y Bjoerlykke. Se muestra para cada miembro, el porcentaje compactado antes de la descompactación, es decir, representan las potencias de cómo se observan hoy en día.

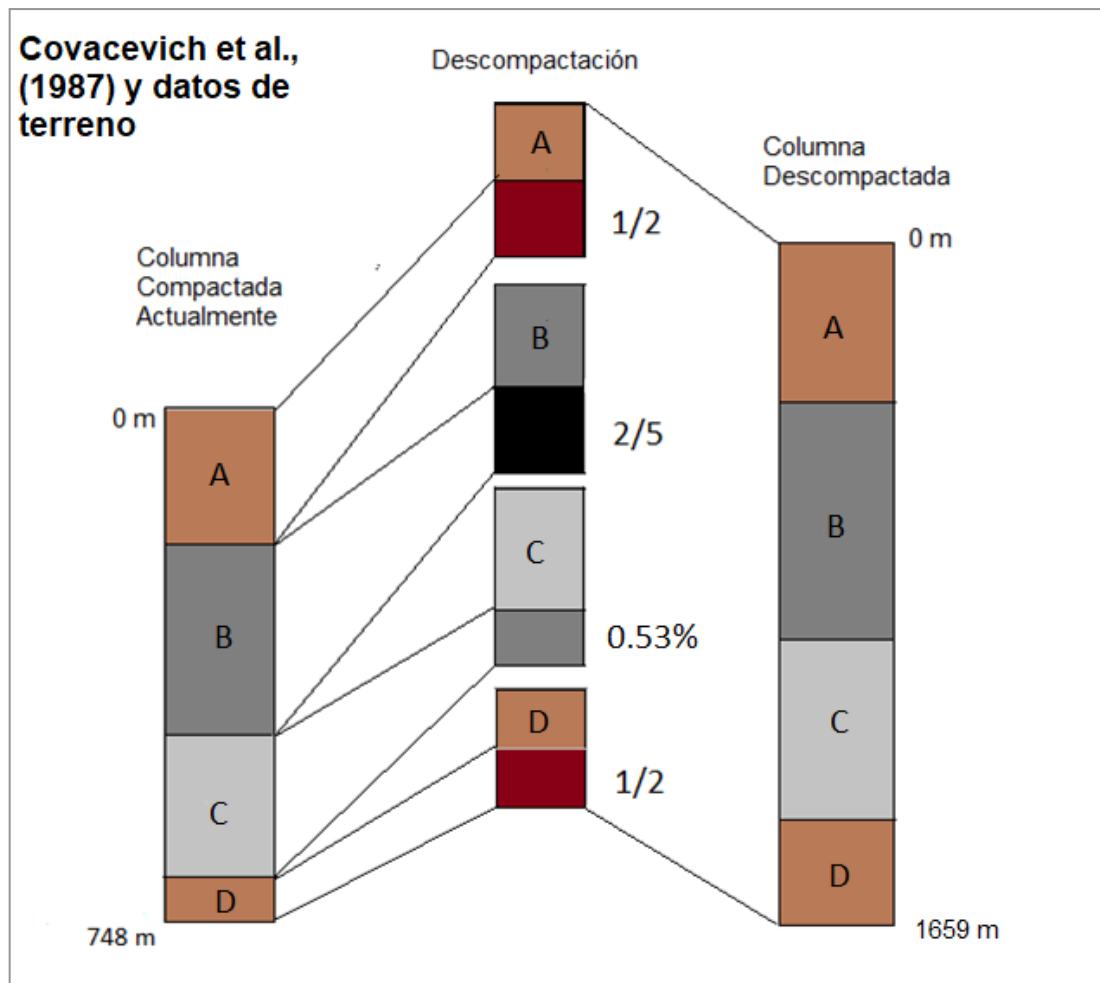


Figura 24. Columna descompactada según procedimiento n°2 con nueva potencia, de acuerdo al aporte de Covacevich et al., (1987) y aporte de terreno. Se muestra para cada miembro, el porcentaje compactado antes de la descompactación, es decir, representan las potencias de como se observan hoy en día.

5.2 Tasa de sedimentación

Se hizo el cálculo de la tasa de sedimentación para cada miembro estratigráfico, de acuerdo a las potencias obtenidas del procedimiento n°1 y el procedimiento n°2. En la Tabla 12, se muestran los resultados junto con el promedio de la tasa de sedimentación para cada uno.

Nombre capa	TS (m/M.a) Potencia P.n°1	TS (m/M.a) Potencia P.n°2	
		Ramm y Bjoerlykke (1994)	Covacevich et al., (1987) y datos de terreno
Miembro A	64.33 m/M. a	128.6 m/M. a	128.6 m/M. a
Miembro B	32.9 m/M. a	76.38 m/M. a	76.38 m/M. a
Miembro C	27.5 m/M. a	61.5 m/M. a	43.6 m/M. a
Miembro D	9.62 m/M. a	16.6 m/M. a	16.6 m/M. a
Promedio TS	33.58 m/M.a	70.77 m/M.a.	66.29 m/M.a.

Tabla 12. Resultados de los cálculos de la tasa de sedimentación TS, de acuerdo a las potencias que se calcularon para el procedimiento n°1 y el procedimiento n°2.

5.3 Modelo Glacio-Eustático

Se realizó el cálculo de la profundidad de agua $w(t)$ para diferentes tiempos, de lo cual se obtuvieron los datos que se muestran en la Tabla 13.

Tiempo (t) M.a	W (t) m	Tiempo (t) M.a	W (t) m
0	0	3.5	-97,898127
0.5	16,5781923	4	-127,81315
1	24,0692834	4.5	-147,31128
1.5	19,2721109	5	-153,92904
2	1,47139657	5.5	-147,99693
2.5	-27,243474	6	-132,41532
3	-62,354396	6.07	-129,71491

Tabla 13. Resultados del cálculo de batimetría a diferentes tiempos "t", con una longitud de onda $\lambda = 6.07$ M.a (en millones de años) y amplitud $h_0 = 37.87$ m (en metros) (Anexo 9.3).

Los datos se grafican en el gráfico 2, obteniendo la curva sinusoidal representativa de las variaciones relativas del nivel marino.

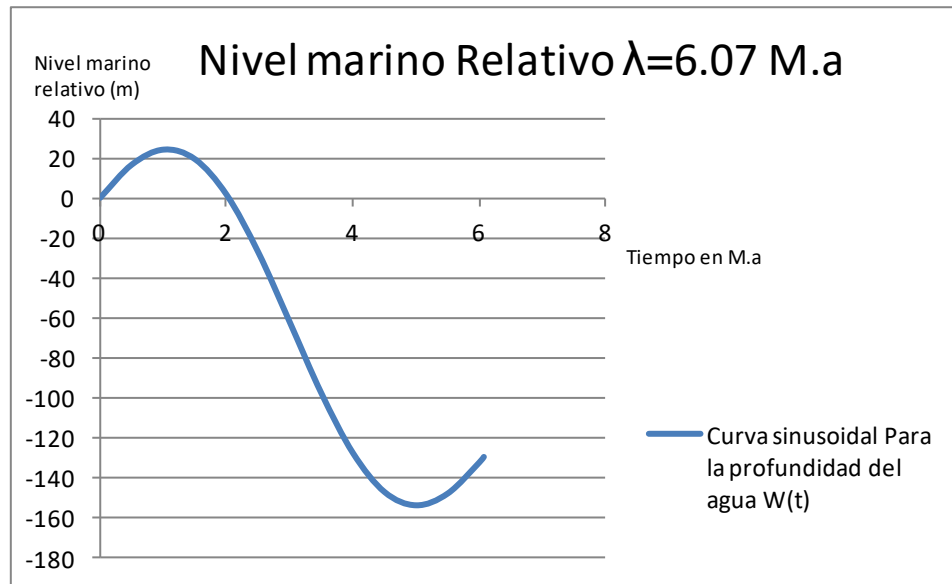


Gráfico 2. Función Glacio-eustática del nivel relativo marino, durante el Triásico y Jurásico, con una subsidencia tectónica nula (Anexo 9.3).

8.4 Orientación y estructuras sedimentarias

A partir de la medición de las orientaciones de las laminaciones y estratificaciones cruzadas, además de la orientación de la línea de charnela de los slumps, se obtuvieron los siguientes diagramas de rosas, generados en el programa Dips.

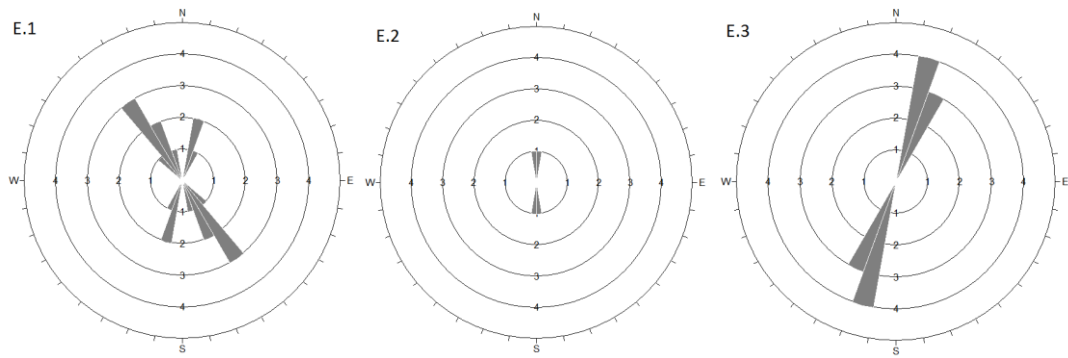


Figura 25. Diagrama de rosas generado en el programa Dips, de los datos de orientaciones de estratos, obtenidos a partir de los puntos 1, 2 y 3 de la Figura 5. Se muestra una transición del rumbo desde el NW hacia el NE.

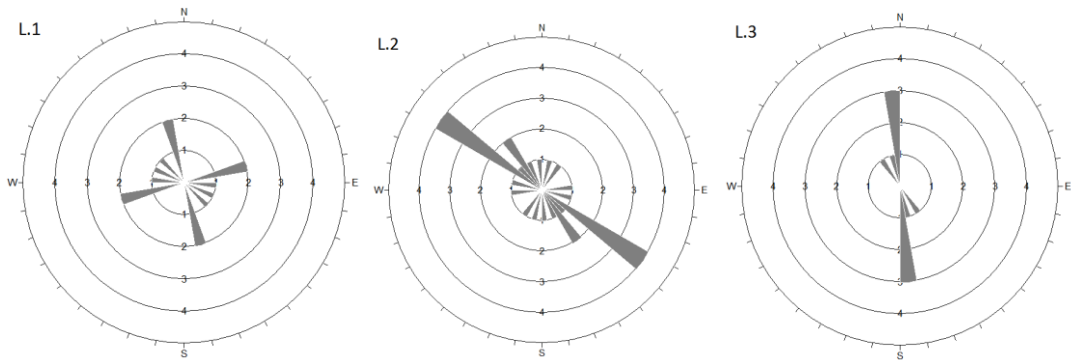


Figura 26. Diagrama de rosas generado en el programa Dips, de los datos de laminación cruzada, obtenidos a partir de los puntos 1 (L.1), 2 (L.2) y 3 (L.3) de la Figura 11. Se muestra una tendencia del rumbo hacia el NW.

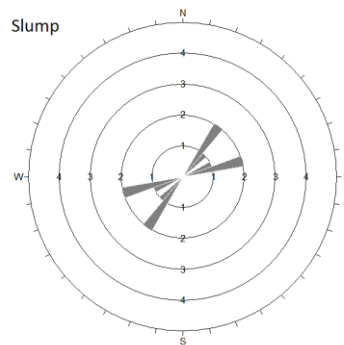


Figura 27. Diagrama de rosas, generado en el programa Dips, de los datos de orientación de la línea de charnela de los slumps, obtenidos de los datos en el punto 4 de la Figura 11.

VI DISCUSIÓN DEL APOORTE DEL TRABAJO

6.1 Para el estudio de compactación

El cálculo de los estratos no compactados, para ambos procedimientos, resultó en una columna de potencia superior a la compactada. Sin embargo, para el procedimiento n°2, la potencia de la columna no compactada supera más del doble a la columna actual. Esto puede ser un problema debido a los siguientes puntos:

a) Los porcentajes de compactación que se asignaron para cada tipo de litología: estos porcentajes, se asignaron de acuerdo a los datos que entregaba el Gráfico 1, según Avseth, P., et al., (2001). Estos se asignaron a una profundidad de 2.5km, para estratos de arenisca y lutita arcillosos (para modelo de regresión de la arcilla). Sin embargo, los estratos de arenisca y lutita pertenecientes a la Formación Los Molles, no presentan un alto porcentaje de arcillas, y por tanto se utilizaron como una aproximación, lo cual podría haber reflejado errores en los resultados. Además, el aporte de Covacevich et al., (1987) y datos de terreno para la descompactación del miembro lutítico, es sólo una aproximación de la deformación observada en trazas fósiles dispersas en la roca.

b) Consideración de capas superiores al miembro A: Según el procedimiento n°1, la descompactación de cada miembro se hizo mediante la extracción de los estratos superiores al estrato a descompactar. Sin embargo, para el miembro A (estrato superior en la columna), no se contempló la presencia de estratos superiores, por lo que su descompactación fue nula, manteniendo así la misma potencia; en cambio para el cálculo mediante el procedimiento n°2, se considera un porcentaje de compactación definido para cada litología, por lo cual se asume que se está contemplando la presencia de capas superiores al miembro A. Como consecuencia, se obtiene una potencia mayor descompactada, lo que pudo haber influido en el total de la potencia de la columna.

De acuerdo a la descompactación del miembro lutítico C, perteneciente a la columna sintética de la Formación Los Molles según el procedimiento n°2, la potencia sin compactación (615 metros) obtenido por Ramm y Bjoerlykke (1994), difiere en 179 metros a la potencia obtenida según los datos obtenidos de Covacevich et al., (1987) y aportes de terreno (436 metros). Esto indica que los estudios de ambos autores pueden tomarse como una aproximación al cálculo de descompactación de la columna total, y es por esto que se utilizaron como una segunda opción para el estudio de descompactación.

Finalmente se considera el procedimiento n°1 para el cálculo de descompactación de cada miembro estratigráfico, ya que se utilizan datos empíricos para la constante de profundidad (C) y la porosidad para litologías de arenisca y lutita.

6.2 Para el cálculo de la Tasa de Sedimentación

Se utilizaron las potencias de cada miembro estratigráfico, definidos por Cecioni y Westermann (1968), y la cantidad de años de formación de los mismos. Este último dato, se obtuvo gracias a las edades relativas que refleja el contenido fósil en cada miembro. Sin embargo, esto es sólo una aproximación, pudiendo variar considerablemente la tasa de sedimentación (TS) para cada miembro si se hiciera un estudio detallado de las edades específicas de formación de la columna sintética total. De acuerdo a lo anterior, se puede considerar el aporte sedimentario y la velocidad de la TS de acuerdo a las diferentes facies descritas por Bell y Suárez (1995), para determinar una edad de formación más coherente.

De acuerdo a las facies descritas en el capítulo “2.3.2.5 Estudio de Facies” (página 31), se observa que las facies 1 y 2, predominan en los miembros inferiores de la Formación Los Molles. Estas facies, describen alto contenido fosilífero (*Schlotheimia*, *Hettangiano*) en lutitas y areniscas, además la presencia de Chondrites y cristales de pirita que indican una mínima oxigenación. Posiblemente se puede atribuir una deposición de estos estratos,

en un ambiente de plataforma marina dónde la tasa de sedimentación era menor, con un aporte sedimentario más lento y en mayor tiempo, por lo cual los organismos pudieron desarrollarse. Esto podría concordar con las edades de formación definidas para los miembros C y D (10 y 9 millones de años respectivamente). Por otro lado, la facie 3 es predominante en los miembros superiores de la Formación, la cual se caracteriza por tener poco contenido fósil y alta concentración de turbiditas. La gradación de areniscas, sugieren que el ambiente sedimentario que se puede interpretar para la formación de estos miembros, es un ambiente de talud continental, en el cual predominan las corrientes de turbidez haciendo que el aporte sedimentario a la cuenca sea más rápido y violento, impidiendo el desarrollo de la vida (fósiles). Por consiguiente, el tiempo de formación para los miembros A y B (3 y 9 millones de años respectivamente), podrían estar cerca de una aproximación válida.

6.3 Modelo Glacio-eustático

Si bien es cierto, que el modelo Glacio-eustático se puede aplicar para estudios de variaciones del nivel marino de ciclos pertenecientes al 4° orden (menor a 500 kyr), en este trabajo se considera aplicar el modelo para variaciones del nivel marino pertenecientes a ciclos de 3° orden (ya que no se considera la tasa de subsidencia tectónica), de los cuales se obtuvo un promedio para los parámetros $h_0 = 37.87$ (amplitud) y $\lambda = 6.07$ M.a (longitud de onda). Por consiguiente, aplicando el modelo, la función sinusoidal obtenida de la ecuación de la profundidad de agua, a partir de los parámetros definidos y la variación a través del tiempo, muestra una subida del nivel marino relativo (transgresión marina) seguida de una bajada del nivel marino. Para hacer un análisis más detallado, se hace variar el parámetro " λ ", que corresponde a la longitud de onda, es decir el tiempo en el cual la curva cumple un ciclo. Este parámetro se puede ir variando, ya que depende de la subsidencia tectónica, y en este caso la tectónica se considera nula.

Para una variación de " λ ", se obtienen los siguientes gráficos (ver también en Anexo 9.3):

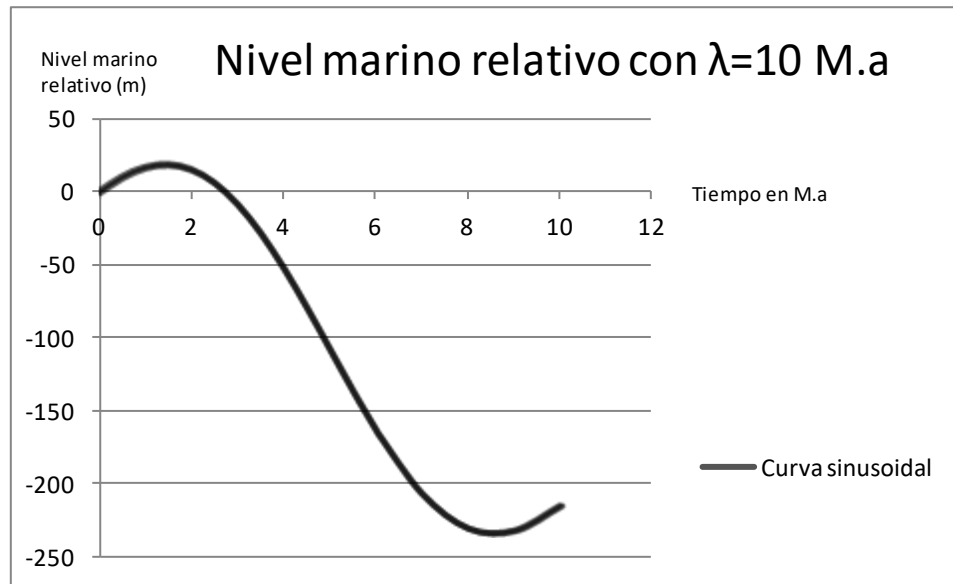


Gráfico 3. Variación del nivel marino relativo, de acuerdo a un valor de λ igual a 10 M.a.

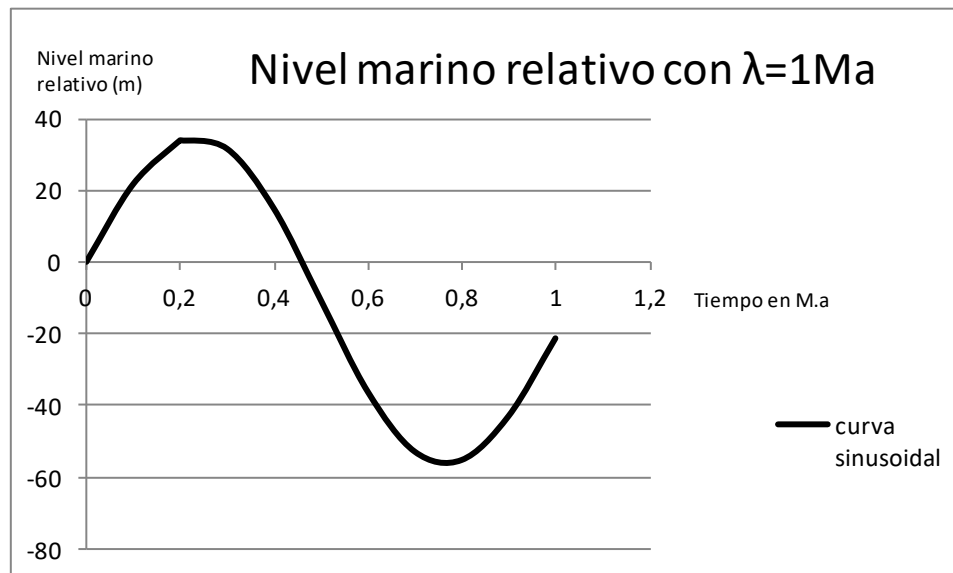


Gráfico 4. Variación del nivel marino relativo, de acuerdo a un valor de λ igual a 1 M.a.

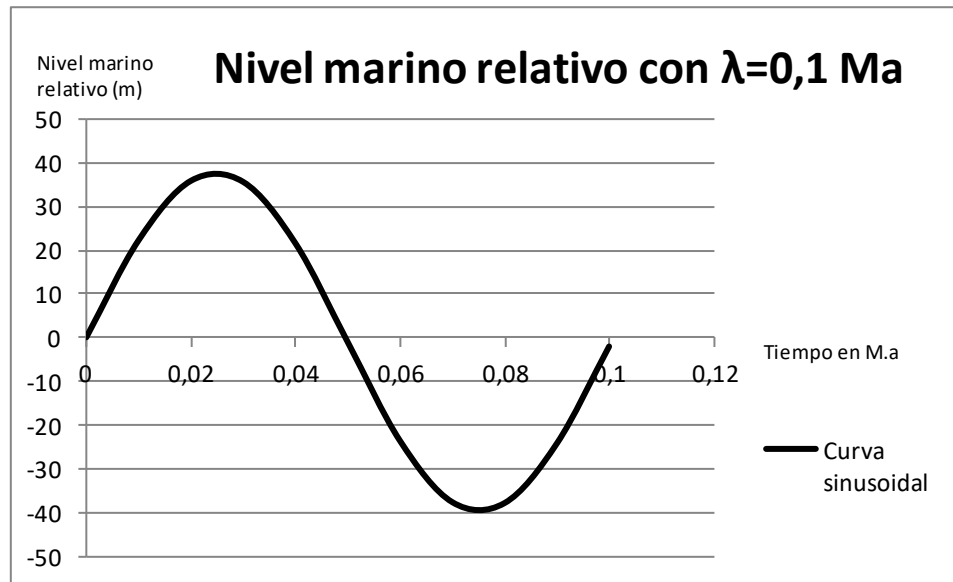


Gráfico 5. Variación del nivel marino relativo, de acuerdo a un valor de λ igual a 0.1 M.a.

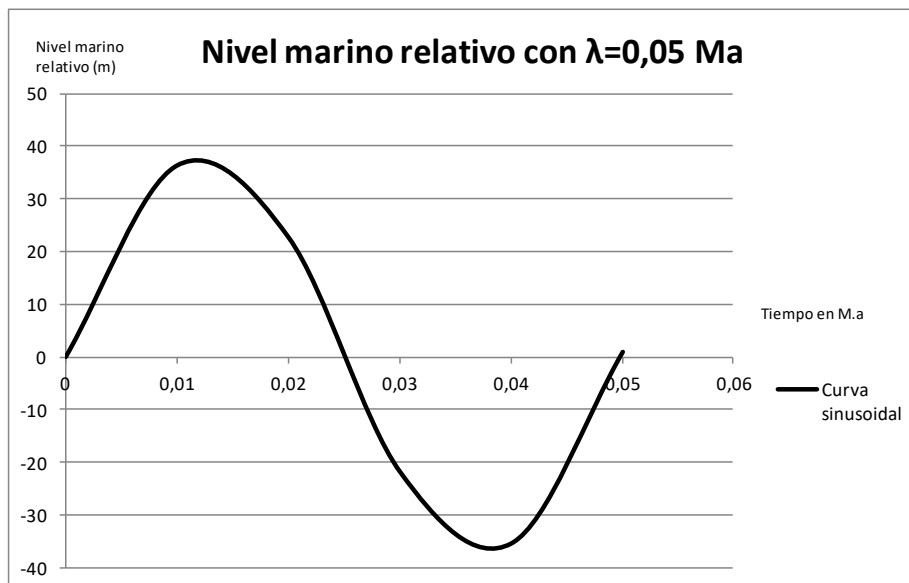


Gráfico 6. Variación del nivel marino relativo, de acuerdo a un valor de λ igual a 0.05 M.a.

Se observa que la curva se hace más simétrica a medida que el parámetro λ disminuye, es decir, la subida del nivel marino relativo se hace mayor con una disminución del tiempo, en un ciclo eustático. Esto implica una menor variación en la superficie de sedimentación. Sin embargo, aquí se considera sólo el aporte sedimentario con una subsidencia tectónica nula.

Ahora bien, si se agrega la presencia de subsidencia tectónica al modelo Glacio-eustático, la tasa de subsidencia tectónica “a” se evalúa de acuerdo a los parámetros $h_o=37.87$ m y $\lambda=6.07$ M.a. Para poder hacer esta relación, entre el cambio del nivel marino relativo y la tasa de subsidencia tectónica, se define el parámetro adimensional ψ en la ecuación (21).

$$\psi = \frac{a\lambda}{h_o} \quad (21)$$

Dónde:

a: Tasa de subsidencia tectónica.

λ : Longitud de onda.

h_o : Amplitud.

Evaluando el parámetro adimensional por distintos valores: $\psi=-0.25$, 0.25 , 2π , -2π se obtienen los valores de “a”, especificados en la Tabla 14.

Valor de ψ	Tasa de subsidencia tectónica “a”
-0.25	-1.55 m/Ma
0.25	1.55 m/Ma
2π	39.2 m/Ma
-2π	-39.2 m/Ma

Tabla 14. Valores para la tasa de subsidencia tectónica “a” en m/M.a, de acuerdo a diferentes valores del parámetro adimensional ψ .

Si los valores anteriores se reemplazan en la ecuación de la profundidad de agua $w(t)$ para el modelo Glacio-eustático, es decir, incluyendo ahora el efecto tectónico, se obtiene el Gráfico 7.

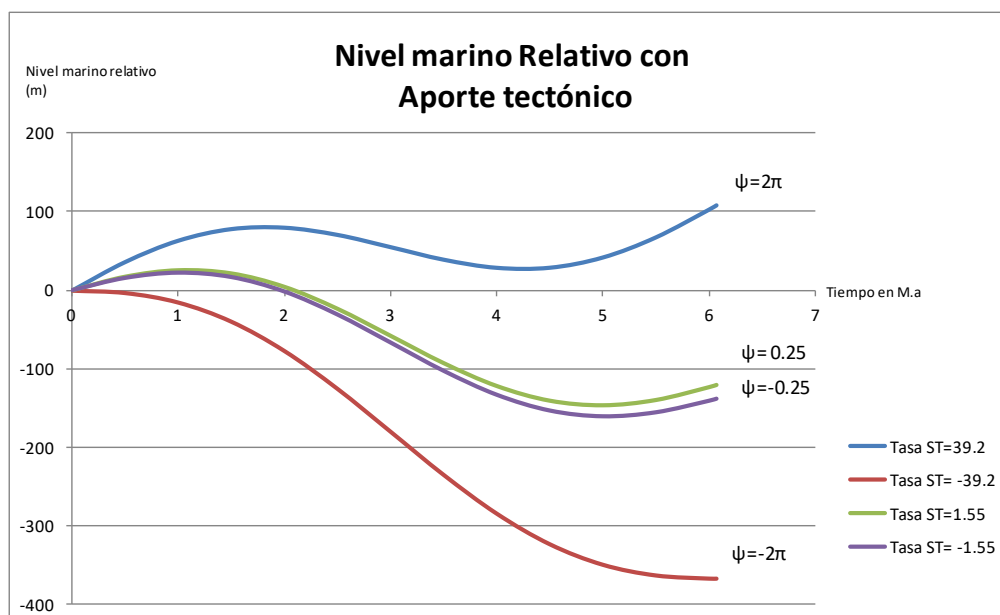


Gráfico 7. Representación de la función sinusoidal con aporte tectónico, para diferentes valores de λ (0.25; -0.25; 2π ; -2π), y con un valor de longitud de onda de 6.07 M.a, generado en el programa Excel.

Del gráfico 7, se obtienen los ciclos eustáticos para la variación relativa del nivel marino. Se observa que a una mayor tasa de subsidencia tectónica, el aporte sedimentario va a ser menor, ya que la curva sinusoidal crece cada vez más, de manera que el nivel marino relativo en algún momento, para la función seno, dejará de bajar y por lo tanto habrá sólo transgresión marina (subida del nivel marino). Esto implica que la erosión va a disminuir, y por lo tanto también el aporte sedimentario a la cuenca.

Si se evalúa el parámetro λ , con valores menores de longitud de onda a un menor tiempo (esto hace que el modelo Glacio-eustático no presente mayores errores de acuerdo a sus limitaciones con respecto a la tasa de subsidencia tectónica), la curva sinusoidal también se va haciendo más simétrica, es decir, la subida del nivel marino (m) se hace más parecida a los metros del descenso del nivel marino y por lo tanto la amplitud positiva es parecida a la amplitud negativa de la función. Esto se muestra en el Gráfico 8 para $\lambda=0,1$ Ma, y tasa de subsidencia tectónica $ST=39.2$.

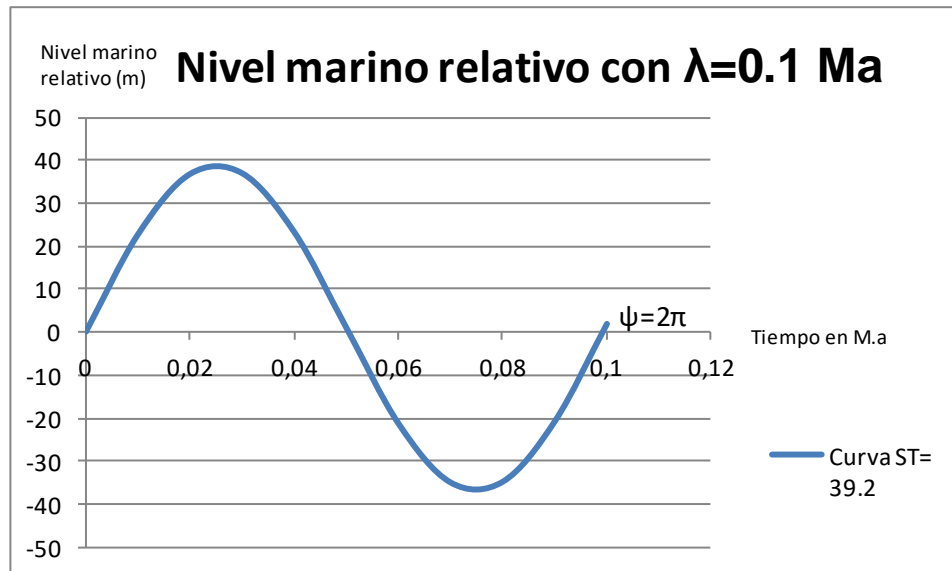


Gráfico 8. Representación de la función sinusoidal con una tasa de subsidencia tectónica igual a 39.2 y longitud de onda 0.1 M.a. Se observa un cambio en la simetría de la curva con respecto al gráfico 7.

Se dijo anteriormente que el parámetro λ depende de la tasa de subsidencia tectónica, pero en este caso que se considera una $ST= 39.2$ m/Ma, sólo se toma como un ejemplo para demostrar la simetría. Esta simetría (equilibrio) se logra de algún modo, porque al considerar el parámetro de la tectónica, se están incluyendo todas las limitantes del modelo. Una de estas limitantes, es que el modelo funciona sólo para ciclos de cuarto orden de acuerdo a las variaciones del nivel marino, los cuales corresponden a variaciones entre períodos de 0.1 a 0.5 M.a, lo que para este ejemplo con un λ de 100.000 años, debería acercarse bastante a la realidad.

Ahora, si se contempla que el estudio se realizó en un margen de placas activo dónde predomina un régimen compresivo, debido a la subducción de placas, lo más probable es que haya un levantamiento de la cuenca sedimentaria, con valores de subsidencia tectónica negativos. De acuerdo a esto, se evalúan los siguientes valores negativos para el parámetro adimensional $\psi = -\pi, -2\pi, -3\pi$, en la Tabla 15.

Valor de ψ	Tasa de subsidencia tectónica “a”
$-\pi$	-19.6 m/Ma
-2π	-39.2 m/Ma
-3π	-58.8 m/Ma

Tabla15. Valores para la tasa de subsidencia tectónica negativa “a” en m/M.a, de acuerdo a diferentes valores del parámetro adimensional ψ .

Reemplazando los valores de la Tasa de subsidencia tectónica “a” en la ecuación de la profundidad de agua $w(t)$, para el modelo Glacio-eustático, se obtiene el Gráfico 9.

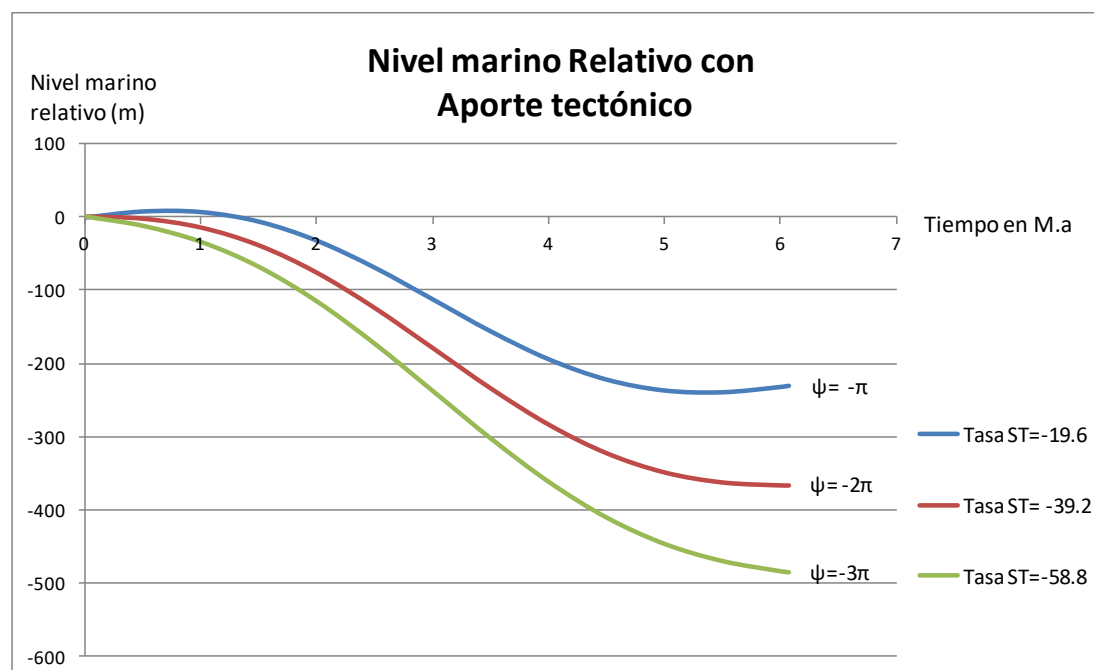


Gráfico 9. Representación de la función sinusoidal con tasas de subsidencia tectónica igual a -19.6; -39.2; -58.8, y longitud de onda 6.07 M.a. Se observa que el nivel marino baja cada vez que la tasa de subsidencia tectónica es menor.

Del grafico 8, se observa que para valores negativos de la tasa de subsidencia tectónica, el aporte sedimentario va a ser mayor a la cuenca, ya que el nivel marino irá en regresión cada vez más, por lo que el relieve terrestre sufrirá una mayor tasa de erosión.

Es importante mencionar, que una de las limitaciones del modelo Glacio-eustático es que no incluye la compactación y la carga hidrostática sobre los sedimentos, de manera que los resultados pueden verse afectados. Sin embargo para este trabajo, se hizo el cálculo de la compactación que han sufrido los sedimentos mediante dos métodos distintos y se ha utilizado en función del aporte sedimentario.

6.4 Proveniencia de Sedimentos

A partir de las orientaciones de la estratificación de los estratos, obtenidos de diferentes puntos en terreno, se observa una clara tendencia del rumbo desde el NW hacia el NE (Figura 25), lo cual podría estar relacionado a una compactación diferencial¹⁶ de los estratos (“Compactación diferencial”, 2013, La comunidad Petrolera). Esto podría suceder, de acuerdo a diferencias del nivel de superficie del espacio de acomodación, dónde la porosidad del sedimento disminuye de manera desigual, al ir recibiendo más carga sedimentaria¹⁷.

La dirección y el sentido del flujo o paleocorriente, se pueden determinar por medio de las estructuras sedimentarias, en este caso se determinan de acuerdo a la laminación cruzada presente en estratos de arenisca. A partir de los datos de orientación de los planos de laminación cruzada, se obtienen diagramas de rosa (Figura 26), dónde se muestra una tendencia en el rumbo hacia el NW. Esta orientación nos indica la dirección del flujo. Ahora para encontrar su sentido, se determina mediante la estratificación cruzada (Ilustración 1), la cual entrega dirección y sentido del flujo desde SE hacia el NW. Por lo tanto, los sedimentos proximales se localizan más al sur, es decir hacia la parte superior de Formación Los Molles.

¹⁶ Compactación diferencial. Fenómeno que se produce después de la deposición de algunos sedimentos de tal manera que las diferentes partes de la acumulación sedimentaria desarrollan diferentes grados de porosidad o se establecen de forma desigual durante el enterramiento, bajo sucesivas capas de sedimentos.

¹⁷ Carga sedimentaria. Es la carga que ejercen los sedimentos sobre sedimentos depositados anteriormente.

La información que entrega el manto de los estratos, el cual predomina hacia el este, podría asociarse a un flujo proveniente desde el SE, y por la presencia de turbiditas y slumps, podría atribuirse a un ambiente de talud continental, donde los sedimentos depositados sufren un colapso gravitacional, producto de la pendiente del talud, formando las estructuras sedimentarias descritas anteriormente (turbiditas y slump). Por lo tanto, se puede apoyar la hipótesis de una transgresión marina, debido a que la presencia de turbiditas aumenta hacia arriba de la Formación.

VII CONCLUSIÓN

Se pudo hacer un modelo para la variación del nivel marino, el cual permite definir parámetros que controlan la evolución de la Formación Los Molles, tomando en cuenta el aporte sedimentario (sedimentos tamaño limo y arena) y la dirección del mismo. Como consecuencia, se logra modelizar el relleno de la cuenca según el modelo Glacio-eustático, y se concluye que a una mayor tasa de subsidencia tectónica, menor es el aporte sedimentario a la cuenca. Por otro lado, a un mayor valor de longitud de onda " λ " (tiempo que se demora la curva en cumplir un ciclo, con respecto a la función seno), menor simetría obtiene la curva, y por consiguiente la superficie de sedimentación tendrá una menor variación.

La dinámica de la Formación Los Molles, resulta ser producto de la deposición de sedimentos por flujos, en dirección SE – NW. Estas orientaciones se pudieron obtener gracias a las estructuras sedimentarias presentes en la unidad.

Las unidades proximales se encuentran en la parte superior de la columna estratigráfica, es decir, hacia el sur del afloramiento tipo de la Formación Los Molles, mientras que los sedimentos distales se encuentran más hacia el norte.

La columna descompactada alcanza una potencia de 850.79m según el procedimiento propuesto por Sclater y Christie (1980), y 1838m según los porcentajes de compactación asignados a cada litología según Ramm y Bjoerlykke (1994). Por lo tanto, se debe tener cuidado a la hora de elegir un mecanismo de descompactación, analizando las características propias para cada unidad en estudio. En este caso, se utilizan los datos de potencia obtenidos por el procedimiento 1 (850.79m), ya que se consideran más exactos por los datos empíricos que se utilizaron para la porosidad y la constante de sedimentación "C".

Se concluye que la carga sedimentaria sobre estratos antiguos, genera una compactación diferencial en la porosidad de los estratos, la cual puede influir en los cálculos de la descompactación de los miembros estratigráficos.

El modelo Glacio-eustático, sirve como una aproximación para comprender la dinámica de la cuenca y la cantidad de aporte sedimentario a la cuenca considerando las variaciones de la tasa de subsidencia tectónica. Se concluye entonces que el ambiente de formación de la columna sintética de la Formación Los Molles, es un ambiente marino profundo, condicionado por el talud continental en la parte occidental de Chile, el cual genera el colapso gravitacional de los sedimentos aledaños, generando flujos de sedimento que formaron diversas estructuras sedimentarias como se observa en la presencia de turbiditas y slumps. Este tiempo, se interpreta como un tiempo de transgresión marina debido a los cambios glacio-eustáticos del nivel marino relativo durante el cual se deposita la Formación Los Molles.

Finalmente, se recomienda realizar estudios posteriores en un orden más local en el sector Los Molles, los cuales contemplen ciclos de variación del nivel marino de cuarto orden. Esto para poder incorporar la tasa de subsidencia tectónica al Modelo con mayor seguridad, debido a que la zona en estudio se encuentra en un margen de placas dónde la total ausencia de la tectónica, es muy poco probable. Así se podrían evitar los errores provocados por las limitantes del modelo en cuestión.

VIII BIBLIOGRAFÍA

- Allen, P. A., & Allen, J. R. (2013). Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. John Wiley & Sons.
- Allen, P. A., Allen, J. R. P. A., & Allen, J. R. (2005). Basin analysis: principles and applications (No. Sirsi) i9780632052073).
- Angevine, C.L, Heller, P.L. y Paola, C. (1990): Thermal Subsidence. Quantitative Sedimentary basin modeling. Continuing education course note series. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 32: 132 p.
- Arche, A. (2010). Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria-Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España. Links, 28-33.
- Avseth, P., Mavko, G., Dvorkin, J., & Mukerji, T. (2001). Rock physics and seismic properties of sands and shales as a function of burial depth. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2001 (pp. 1780-1783). Society of Exploration Geophysicists
- Bell, C. M., & Suárez, M. (1994). The sedimentation and tectonics of a marine fan delta developed on an active continental margin: the Triassic San Félix Formation in the Andes of northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 7(3-4), 403-413.
- Bell, C. M., & Suarez, M. (1995). Slope apron deposits of the Lower Jurassic Los Molles Formation, Central Chile. Andean Geology, 22(1), 103-114.
- Bonaparte, J. F., Franchi, M. R., Powell, J. E., & Sepulveda, E. G. (1984). La Formación Los Alamos (Campaniano-Maastrichtiano) del sudeste de Río Negro, con descripción de *Kritosaurus australis* n. sp.(Hadrosauridae). Significado paleogeográfico de los vertebrados. Revista, 39(3-4), 284-299.

- Carlotto, V., Cembrano, J., Cardenas, J., Cerpa, L., & Rildo, R. (2009). Bloques Estructurales en el control del rift Triásico superior-Jurásico inferior en el Perú y Chile. Santiago, 22, S9_097.
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., ... & Audin, L. (2015). Differences in ^{10}Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes. *Quaternary Geochronology*, 27, 33-51.
- Cecioni, G. & Westermann, G.E.G., 1968. The Triassic–Jurassic marine transition of coastal central Chile. *Pacific Geology*, 1, 41–75.
- Cecioni, G. 1962. La Formación Arrayán, devónica, en la Provincia de Coquimbo. *Univ. Chile, Bol.*, No. 34, p. 40-47.
- Charrier, R. 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones*, 26, 1-37.
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. and Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. Geological Society, London, 21-114.
- Cloetingh, S. (1988). Intraplate stresses: a new element in basin analysis. In *New perspectives in basin analysis* (pp. 205-230). Springer New York.
- Compactación diferencial, 2013, La comunidad Petrolera. Recuperado el 03 de Julio de 2017 de: <https://www.lacomunidadpetrolera.com/showthread.php/254-Compactacion-diferencial>
- Covacevich, V., Suarez, M., & Sepulveda, P. (1987). Trazas fosiles de crustáceos decapodos en el triasico superior de la formacion Los Molles (Chile Central): nueva evidencia indicativa de facies de mar somero. *Andean Geology*, (30), 19-25.

- COVACEVICH, V.1985. Estudio paleontológico de muestras provenientes de la Hoja Illapel-Morro Morado, 31° -32° Lat. S (IV Región). Informe Paleontológico interno No. 38. Servo Nac. Geol. Miner. (inédito), 24 p. Santiago.
- Denudación, 2012, glosario de Geología. Recuperado el 04 de Julio de 2017 de: (<http://glosarios.servidor-alicante.com/geologia/denudacion>)
- Earth learning idea, s.f., Estructuras Sedimentarias. Estratificación cruzada y paleocorrientes. Recuperado el 02 de Julio de 2017 de: http://www.earthlearningidea.com/PDF/195_Spanish.pdf
- Efecto de la compactación sobre la permeabilidad y la porosidad, 2012, La comunidad Petrolera. Recuperado el 02 de Julio de 2017 de: <https://www.lacomunidadpetrolera.com/2012/09/efecto-de-la-compactacion-sobre-la-permeabilidad-y-la-porosidad.html>
- El mundo perdido (2011), Triásico. Recuperado el 29 de Junio de 2017 de: <http://elmundoperdido.webnode.es/el-mesozoico/triasico/>
- Emery, D., & Myers, K. J. (1996). Sequence stratigraphy.
- Espiñeira, D. (1989). Geología del Complejo Plutónico Papudo- Quintero. Aspectos cronológicos y geoquímicos [Unpublished undergraduate thesis]: Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.
- Facultad de Ciencias exactas y anturales, s.f, Ciclos estratigráficos regionales. Recuperado el 04 de Julio de 2017 de: http://cuensedi.materias.gl.fcen.uba.ar/index.php/material_didactico/
- Fjeldskaar, W. (1991). Geoidal-eustatic changes induced by the deglaciation of Fennoscandia. Quaternary International, 9, 1-6.
- Flores Vanegas, M. I. (2014). Fechado de sedimentos marinos para determinar tasas de sedimentación en el Golfo de Fonseca, La Unión, El Salvador (Doctoral dissertation, Universidad de El Salvador).

- Frassinetti, D., & Covacevich, V. L. A. D. I. M. I. R. (1993). Bivalvos del Mioceno marino de Matanzas (Formación Navidad, Chile central). Boletín Museo Nacional de Historia Natural (Chile), 44, 73-97.
- Fuenzalida, H. (1940). Algunos afloramientos Paleozoicos de la desembocadura del Choapa. Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, 28, 37-64.
- Groeber, P. (1922). Pérmico y Triásico en la costa de Chile. Physis, 5, 315-319.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change.
- Hsieh, A. I., Allen, D. M., & MacEachern, J. A. (2015). Statistical modeling of biogenically enhanced permeability in tight reservoir rock. Marine and Petroleum Geology, 65, 114-125.
- Inetor, 2015, integral del seno, Recuperado el 04 de Julio de 2017 de: http://www.inetor.com/indefinidas/integral_seno.html
- Infogeología, 2016, Secuencia de Bouma. Recuperado el 02 de Julio de 2017 de: <https://infogeologia.wordpress.com/2016/04/14/secuencia-de-bouma/>
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A., & Munizaga, F. (1991). Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33 S). Geological Society of America Special Papers, 265, 113-138.
- Las ondas senoidales", s.f, Grado multimedia. Recuperado el 04 de Julio de 2017 de: http://www.gradomultimedia.com/29-musica/1_1-las-ondas.html
- Levin, H. L. (2006). The Earth through time 8th edition. Chapter 14, pág. 2.
- Middleton, G. V., & Southard, J. B. (1984). Mechanics of sediment movement: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 3. Providence, Rhode Island (401pp.).

- Miller, K. G. (2009). Sea level change, last 250 million years. In *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 879-887). Springer Netherlands.
- Minato, M., & Tazawa, J. I. (1977). Fossils of the Huentelauquén Formation at the locality F, Coquimbo Province, Chile. *Comparative studies on the Geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile* (Ishikawa, TL, 95-117.
- Mörner, N. A. (1976). Eustasy and geoid changes. *The Journal of Geology*, 84(2), 123-151.
- Mpodozis, C & Ramos, V.A. 1989 The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. and Reinemud, J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, 11, 59–90.*
- Mpodozis, C., & Kay, S. M. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31 S). *Andean Geology*, 17(2), 153-180.
- Muñoz Cristi, J. (1942). Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la provincia de Coquimbo. In *Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. Imprenta y Litografía Universo, SA* (Vol. 2, pp. 285-318).
- Muto, T., & Steel, R. J. (2000). The accommodation concept in sequence stratigraphy: some dimensional problems and possible redefinition. *Sedimentary Geology*, 130(1), 1-10.
- Paleocorriente, 2012, Glosario geología. <http://glosarios.servidor-alicante.com/geologia/paleocorriente>
- Pickering, K. T., Hiscott, R. N., & Hein, F. J. (1989). *Deep-marine environments: clastic sedimentation and tectonics*. Allen & Unwin Australia.

- Piraces, R., & Maksaev, V. (1977). Geología de la Hoja Quillota. IIG, Santiago (unpublished).
- Pitman III, W. C., & Golovchenko, X. (1983). The effect of sealevel change on the shelfedge and slope of passive margins.
- Plint, A. G. (1992). Control of sea level change. Facies Models response to sea level change., 15-25.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., & Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework.
- Ramm, M., & Bjørlykke, K., 1994: Porosity/depth trends in reservoir sandstones: assessing the quantitative effects of varying pore-pressure, temperature history and mineralogy, Norwegian Shelf data; Clay minerals, 29, 475- 490.
- Rieke, H. H., & Chilingarian, G. V. (1974). Compaction of argillaceous sediments (Vol. 16). Elsevier.
- Rivano, S. & Sepulveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile N°69. Servicio Nacional de Geología y Minería SERNAGEOMIN. p15-40.
- Rivano, G., & Sepulveda, H. (1997). Hoja Illapel. Región de Coquimbo.
- Rivano, S. (1996). Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería (Informe Inédito).
- Rivano, S., Sepulveda, P., Herve, M., & Puig, A. (2010). GEOCRONOLOGIA K- AR DE LAS ROCAS INTRUSIVAS ENTRE LOS 31°-32° LATITUD SUR, CHILE. Andean Geology, (24).
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A. 1985. Cronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32°S, latitud sur, Chile. Revista Geológica de Chile 24: 63-74.

- Rodríguez, M. P., Carretier, S., Charrier, R., Saillard, M., Regard, V., Hérail, G., & Audin, L. (2013). Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. *Geomorphology*, 180, 33-46.
- Rubey, W., & Hubbert, M. K., 1959, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70,167-206.
- Sclater, J. G., & Christie, P. A. (1980). Continental stretching: An explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B7), 3711-3739.
- Thiele, R.; Herve, F. 1984. Sedimentación y tectónica de antearco en los terrenos preandinos del Norte Chico de Chile. *Rev. Geol. Chile*, No. 22, p. 61-75.
- Thomas, H., 1958, Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Inst. Invest. Geol., Bol. n. 2*, 86 p., 2 fgs. 1 mapa. Santiago.
- Torres, V., & Estratigrafía, J. A. (1994). Principios y métodos. Madrid. Rueda, 47.
- Vail, P. R. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview. *Cycles and events in stratigraphy*, 617-659.
- Vail, P. R., Mitchum Jr, R. M., & Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3. Relative changes of sea level from Coastal Onlap: section 2. Application of seismic reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.
- Walker, R. G. (1992). Turbidites and submarine fans. *Facies Models, response to sea level change*, 239-263.

IX ANEXOS

9.1 Tablas con orientación de planos de estratificación, laminación, y línea de charnela de slump (Dip/Dip direction), obtenidos en terreno.

Estratificación			Laminación cruzada		
Dip	Dip Direction	Sector	Dip	Dip Direction	Sector
19	115	1	29	74	1
19	65		20	205	
16	44		35	70	
16	106		35	160	
20	56		22	40	
14	54		55	345	
25	53		32	360	
18	67		37	355	
21	78	2	21	300	2
24	108		13	52	
25	87		25	100	
24	90		24	87	
58	90		36	30	
50	85		40	35	
35	95		33	45	
36	93		25	30	
56	101	3	11	60	3
50	101		24	17	
55	100		45	50	
68	113		15	37	
61	113		9	72	
40	110		27	81	
48	100		25	85	
44	111		15	265	
48	112		22	57	
30	105				

Tabla 16. Datos obtenidos en terreno. Se muestra la orientación en "dip direction" de estratificaciones y laminación cruzada, de los tres sectores de donde se obtuvieron los datos.

Charnelas slumps	
Dip	Dip Direction
20	349
32	302
40	310
20	340
35	330
65	300

Tabla 17. Mediciones de dip direction, obtenidas de la charnela del slump.

9.2 Tablas con cálculos de iteración para el procedimiento n°1 de descompactación.

Miembro D		
Elección de y_2' (km)	Valor inicial	Resultado y_2' (km)
0	0	0,044664449
0,1	0,1	0,093008863
0,2	0,2	0,140065441
0,01	0,01	0,04955784
0,02	0,02	0,054438037
0,03	0,03	0,059305075
0,04	0,04	0,064158989
0,05	0,05	0,068999816
0,06	0,06	0,07382759
0,07	0,07	0,078642347
0,08	0,08	0,083444121
0,084	0,084	0,085361204
0,0866	0,0866	0,086606198
0,09	0,09	0,088232948
0,098	0,098	0,092054711

Tabla 18. Cálculos de iteración para valores de y_2' de acuerdo al procedimiento n°1 del miembro D.

Miembro C		
Elección de y_2' (km)	Valor inicial	Resultado y_2' (km)
0	0	0,108410028
0,1	0,1	0,169830494
0,2	0,2	0,228197053
0,22	0,22	0,239517393
0,23	0,23	0,24513441
0,24	0,24	0,250722853
0,26	0,26	0,261814598
0,275	0,275	0,27507889
0,28	0,28	0,272793782
0,29	0,29	0,278241522

Tabla 19. Cálculos de iteración para valores de y_2' de acuerdo al procedimiento n°1 del miembro C.

Miembro B		
Elección de y_2' (km)	Valor inicial	Resultado y_2' (km)
0	0	0,139558904
0,1	0,1	0,194480963
0,2	0,2	0,247302292
0,24	0,24	0,267860722
0,26	0,26	0,278020294
0,28	0,28	0,28810093
0,29	0,29	0,293111838
0,294	0,294	0,295110736
0,2962	0,2962	0,296208801
0,3	0,3	0,298103242
0,4	0,4	0,346961092

Tabla 20. Cálculos de iteración para valores de y_2' de acuerdo al procedimiento n°1 del miembro B.

Miembro A		
Elección de y_2' (km)	Valor inicial	Resultado y_2' (km)
0	0	0,100851773
0,1	0,1	0,149196187
0,14	0,14	0,168171416
0,16	0,16	0,177582458
0,17	0,17	0,182268955
0,18	0,18	0,186942816
0,19	0,19	0,191604075
0,192	0,192	0,192534817
0,193	0,193	0,193
0,194	0,194	0,193465057

Tabla 21. Cálculos de iteración para valores de y_2' de acuerdo al procedimiento n°1 del miembro A.

9.3 Tablas y gráficos para el cálculo de batimetría, sin aporte tectónico.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\lambda=6.07$ M.a			
	1° Término	2° Término	3° Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,5	18,73883318	0	-2,160640867	16,57819232
1	32,5679233	0	-8,498639883	24,06928342
1,5	37,86392418	0	-18,59181326	19,27211092
2	33,23923591	0	-31,76783934	1,471396569

2,5	19,90556845	0	-47,1490429	-27,24347445
3	1,356462777	0	-63,71085853	-62,35439575
3,5	-17,54804836	0	-80,35007841	-97,89812677
4	-31,85481278	0	-95,95833874	-127,8131515
4,5	-37,81532935	0	-109,4959495	-147,3112788
5	-33,86788904	0	-120,0611497	-153,9290387
5,5	-21,04675676	0	-126,9501753	-147,9969321
6	-2,71118466	0	-129,7041379	-132,4153225
6,07	0,030852414	0	-129,7457616	-129,7149092
7	31,10081956	0	-122,3607535	-91,25993392
8	34,45307587	0	-99,95502939	-65,50195352
9	4,062426989	0	-68,35746711	-64,29504012
10	-30,30691132	0	-35,84691255	-66,15382387

Tabla 22. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.

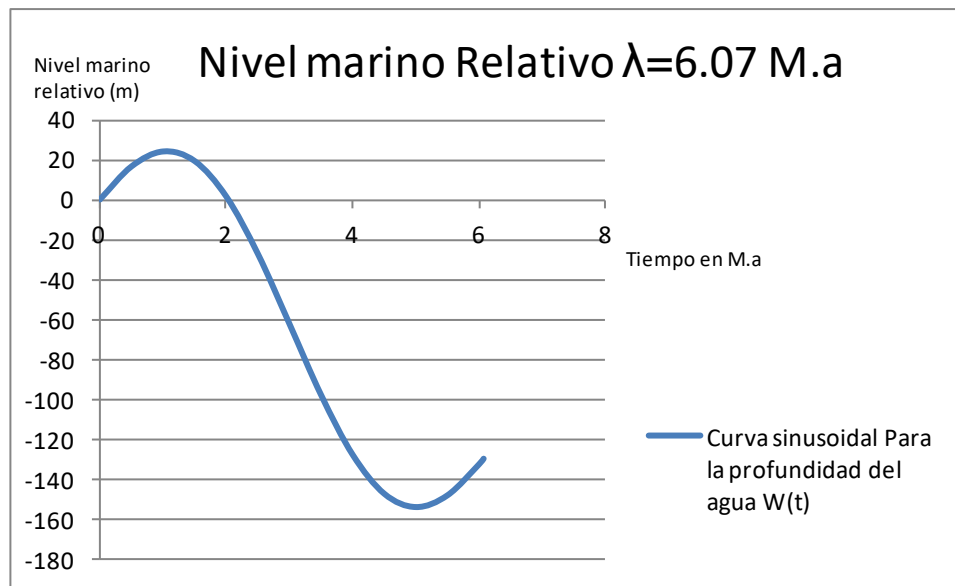


Gráfico 10. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 6.07 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\lambda=10$ M.a			
	1º Término	2º Término	3º Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,5	11,70394069	0	-1,316144241	10,38779645
1	22,26192344	0	-5,232160739	17,0297627
1,5	30,64019354	0	-11,65159921	18,98859432
2	36,01841658	0	-20,41635088	15,6020657
2,5	37,86999921	0	-31,3105426	6,559456615
3	36,01364902	0	-44,0658538	-8,052204779
3,5	30,63112522	0	-58,3681251	-27,73699987
4	22,24944227	0	-73,86509596	-51,61565369
4,5	11,68926871	0	-90,17508078	-78,48581206
5	-0,015426208	0	-106,8963697	-106,9117959
5,5	-11,71861072	0	-123,6171224	-135,3357331
6	-22,27440092	0	-139,9255121	-162,199913
6,07	-23,59962252	0	-142,152714	-165,7523366
7	-36,02317816	0	-169,718569	-205,7417471
8	-36,00887549	0	-193,3584384	-229,3673139
9	-22,23695741	0	-208,5304899	-230,7674473
10	0,030852414	0	-213,7491955	-213,718343

Tabla 23. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua w(t), para un tiempo de 10 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.

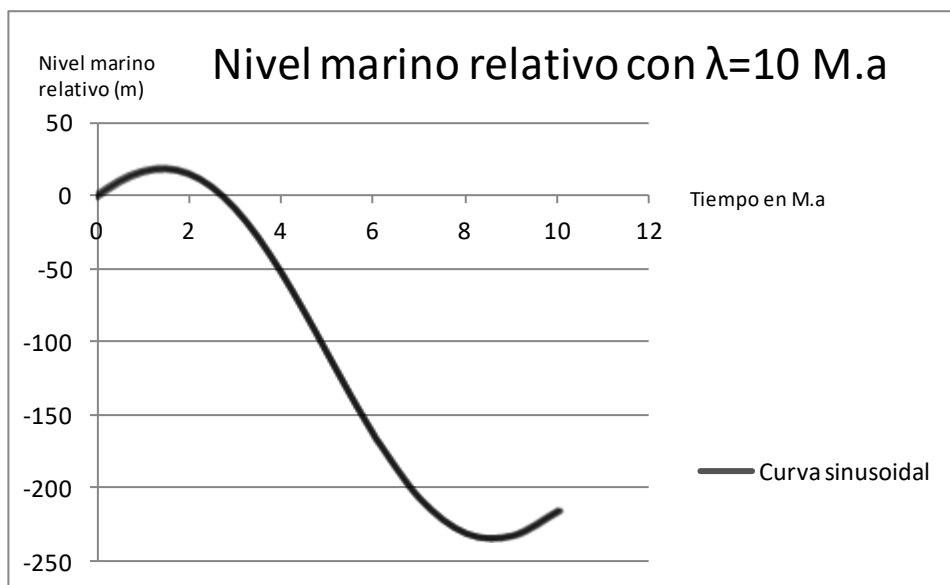


Gráfico 11. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 10 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\lambda=1$ M.a			
	1º Término	2º Término	3º Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,1	22,26192344	0	-0,5232161	21,7387074
0,2	36,01841658	0	-2,0416351	33,9767815
0,2	36,01841658	0	-2,0416351	33,9767815
0,3	36,01364902	0	-4,4065854	31,6070636
0,4	22,24944227	0	-7,3865096	14,8629327
0,5	-0,01542621	0	-10,689637	-10,705063
0,6	-22,2744009	0	-13,992551	-36,266952
0,7	-36,0231782	0	-16,971857	-52,995035
0,8	-36,0088755	0	-19,335844	-55,344719
0,9	-22,2369574	0	-20,853049	-43,090006
1	0,030852414	0	-21,37492	-21,344067

Tabla 24. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua w(t), para un tiempo de 1 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.

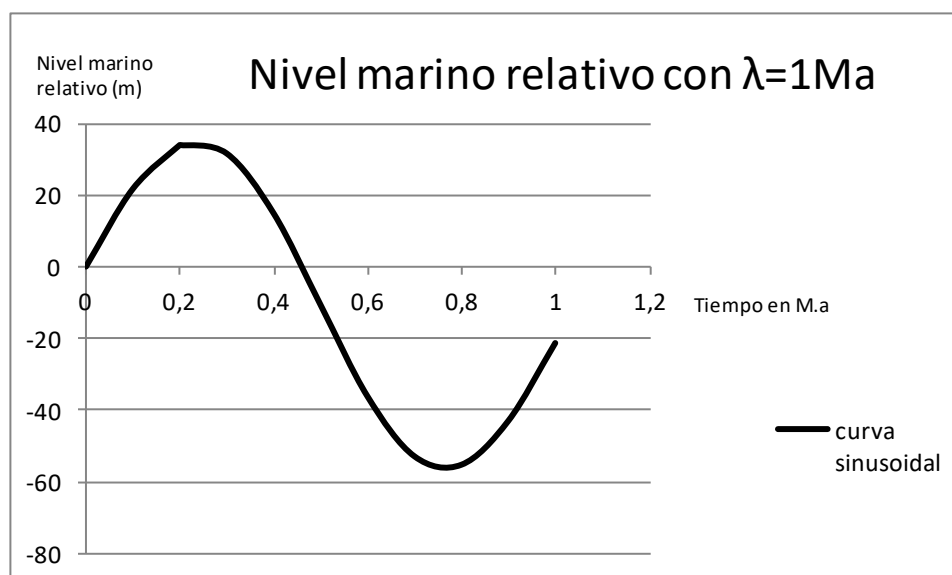


Gráfico 12. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 1 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\lambda=0,2$ M.a			
	1° Término	2° Término	3° Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,05	37,8699992	0	-0,6262109	37,2437884
0,1	-0,0154262	0	-2,1379274	-2,1533536
0,15	-37,8699993	0	-3,6493888	-41,519382
0,2	0,03085241	0	-4,2749839	-4,2441315

Tabla 25. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 0.2 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.

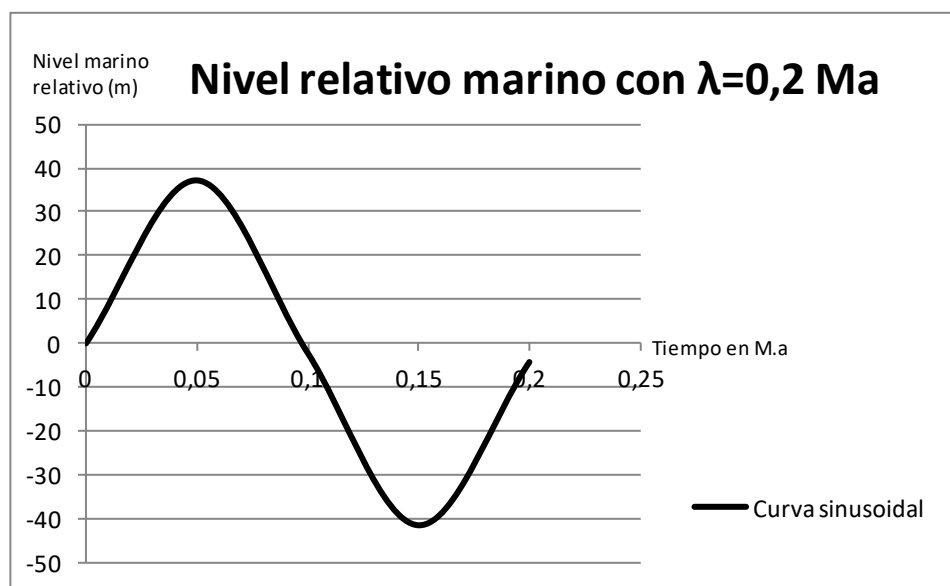


Gráfico 13. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 0,2 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\lambda=0,1$ M.a			
	1° Término	2° Término	3° Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,01	22,2619234	0	-0,0523216	22,2096018
0,02	36,0184166	0	-0,2041635	35,8142531
0,03	36,013649	0	-0,4406585	35,5729905
0,04	22,2494423	0	-0,738651	21,5107913
0,05	-0,0154262	0	-1,0689637	-1,0843899
0,06	-22,274401	0	-1,3992551	-23,673656
0,07	-36,023178	0	-1,6971857	-37,720364
0,08	-36,008875	0	-1,9335844	-37,94246
0,09	-22,236957	0	-2,0853049	-24,322262
0,1	0,03085241	0	-2,137492	-2,1066395

Tabla 26. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 0.1 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.

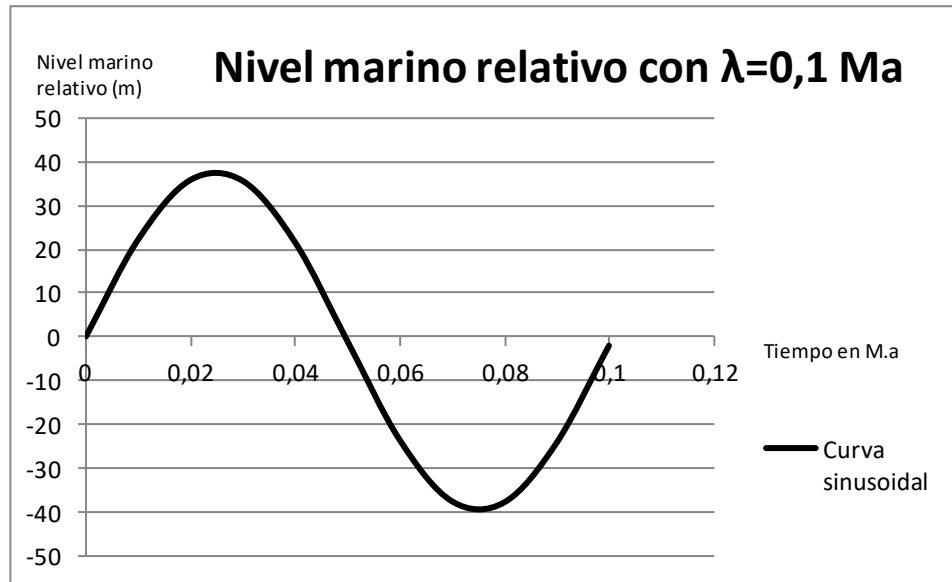


Gráfico 14. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 0.1 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\lambda=0,05$ M.a			
	1° Término	2° Término	3° Término	$w(t)$ (m)
0	0	0	0	0
0,01	36,0184166	0	-0,1020818	35,9163348
0,02	22,2494423	0	-0,3693255	21,8801168
0,03	-22,274401	0	-0,6996276	-22,974028
0,04	-36,008875	0	-0,9667922	-36,975668
0,05	0,03085241	0	-1,068746	-1,0378936

Tabla 27. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 0.5 M.a. Se observa que el segundo término es cero, ya que la tasa de subsidencia tectónica es nula.

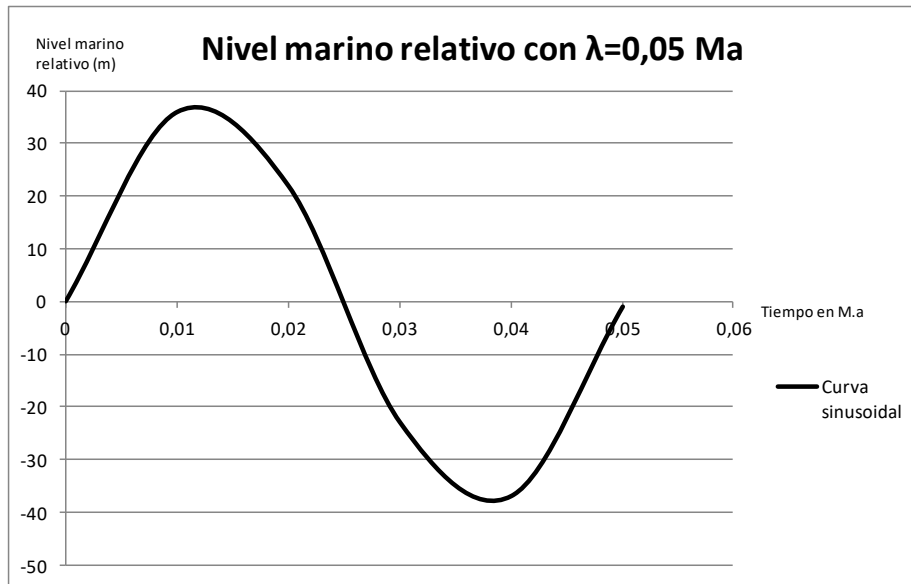


Gráfico 15. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 0.05 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se considera una tectónica nula.

9.4 Tablas y gráficos para el cálculo de batimetría, con aporte tectónico.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\psi=2\pi$			
	1° Término	2° Término	3° Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,5	18,7388332	19,6	-2,1606409	36,1781923
1	32,5679233	39,2	-8,4986399	63,2692834
1,5	37,8639242	58,8	-18,591813	78,0721109
2	33,2392359	78,4	-31,767839	79,8713966
2,5	19,9055684	98	-47,149043	70,7565255
3	1,35646278	117,6	-63,710859	55,2456042
3,5	-17,548048	137,2	-80,350078	39,3018732
4	-31,854813	156,8	-95,958339	28,9868485
4,5	-37,815329	176,4	-109,49595	29,0887212
5	-33,867889	196	-120,06115	42,0709613
5,5	-21,046757	215,6	-126,95018	67,6030679
6	-2,7111847	235,2	-129,70414	102,784677
6,07	0,03085241	237,944	-129,74576	108,229091

Tabla 28. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua w(t), para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi=2\pi$.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\psi = -2\pi$			
	1º Término	2º Término	3º Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,5	18,7388332	-19,6	-2,1606409	-3,0218077
1	32,5679233	-39,2	-8,4986399	-15,130717
1,5	37,8639242	-58,8	-18,591813	-39,527889
2	33,2392359	-78,4	-31,767839	-76,928603
2,5	19,9055684	-98	-47,149043	-125,24347
3	1,35646278	-117,6	-63,710859	-179,9544
3,5	-17,548048	-137,2	-80,350078	-235,09813
4	-31,854813	-156,8	-95,958339	-284,61315
4,5	-37,815329	-176,4	-109,49595	-323,71128
5	-33,867889	-196	-120,06115	-349,92904
5,5	-21,046757	-215,6	-126,95018	-363,59693
6	-2,7111847	-235,2	-129,70414	-367,61532
6,07	0,03085241	-237,944	-129,74576	-367,65891

Tabla 29. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua w(t), para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = -2\pi$.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\psi = 0.25$			
	1º Término	2º Término	3º Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,5	18,7388332	0,775	-2,1606409	17,3531923
1	32,5679233	1,55	-8,4986399	25,6192834
1,5	37,8639242	2,325	-18,591813	21,5971109
2	33,2392359	3,1	-31,767839	4,57139657
2,5	19,9055684	3,875	-47,149043	-23,368474
3	1,35646278	4,65	-63,710859	-57,704396
3,5	-17,548048	5,425	-80,350078	-92,473127
4	-31,854813	6,2	-95,958339	-121,61315
4,5	-37,815329	6,975	-109,49595	-140,33628
5	-33,867889	7,75	-120,06115	-146,17904
5,5	-21,046757	8,525	-126,95018	-139,47193
6	-2,7111847	9,3	-129,70414	-123,11532
6,07	0,03085241	9,4085	-129,74576	-120,30641

Tabla 30. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua w(t), para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = 0.25$.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\psi = -0.25$			
	1º Término	2º Término	3º Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,5	18,7388332	-0,775	-2,1606409	15,8031923
1	32,5679233	-1,55	-8,4986399	22,5192834
1,5	37,8639242	-2,325	-18,591813	16,9471109
2	33,2392359	-3,1	-31,767839	-1,6286034
2,5	19,9055684	-3,875	-47,149043	-31,118474
3	1,35646278	-4,65	-63,710859	-67,004396
3,5	-17,548048	-5,425	-80,350078	-103,32313
4	-31,854813	-6,2	-95,958339	-134,01315
4,5	-37,815329	-6,975	-109,49595	-154,28628
5	-33,867889	-7,75	-120,06115	-161,67904
5,5	-21,046757	-8,525	-126,95018	-156,52193
6	-2,7111847	-9,3	-129,70414	-141,71532
6,07	0,03085241	-9,4085	-129,74576	-139,12341

Tabla 31. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua w(t), para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = -0.25$.

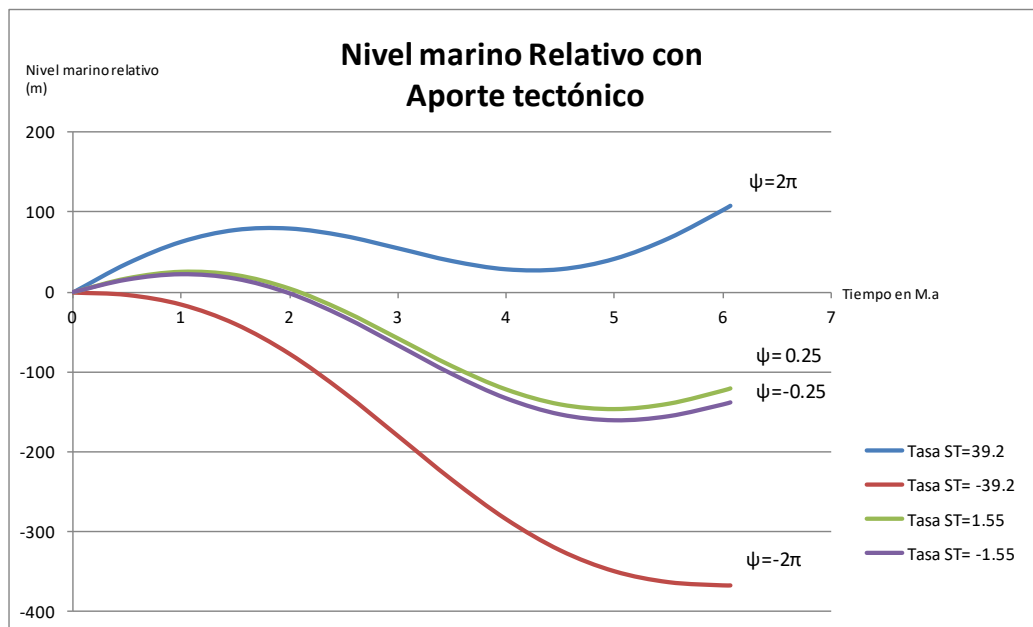


Gráfico 16. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 6.07 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se observan 4 curvas definidas para diferentes tasas de subsidencia tectónica (39.2; -39.2; 1.55; -1.55).

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\lambda = 0,1 \text{ M.a}$			
	1º Término	2º Término	3º Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,01	22,2619234	0,392	-0,0523216	22,6016018

0,02	36,0184166	0,784	-0,2041635	36,5982531
0,03	36,013649	1,176	-0,4406585	36,7489905
0,04	22,2494423	1,568	-0,738651	23,0787913
0,05	-0,0154262	1,96	-1,0689637	0,8756101
0,06	-22,274401	2,352	-1,3992551	-21,321656
0,07	-36,023178	2,744	-1,6971857	-34,976364
0,08	-36,008875	3,136	-1,9335844	-34,80646
0,09	-22,236957	3,528	-2,0853049	-20,794262
0,1	0,03085241	3,92	-2,137492	1,81336046

Tabla 32. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 0.1 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = 2\pi$.

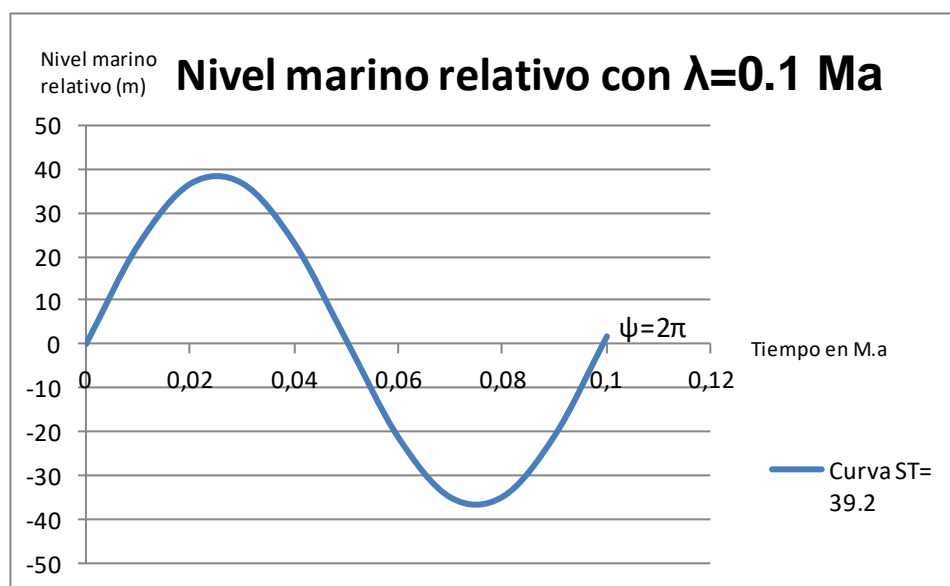


Gráfico 17. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 0.1 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. La variación depende de una tasa de subsidencia tectónica igual a 39.2.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\psi = -\pi$			
	1° Término	2° Término	3° Término	$w(t)$ (m)
0	0	0	0	0
0,5	18,7388332	-8,3	-2,1606409	8,27819232
1	32,5679233	-16,6	-8,4986399	7,46928342
1,5	37,8639242	-24,9	-18,591813	-5,6278891
2	33,2392359	-33,2	-31,767839	-31,728603
2,5	19,9055684	-41,5	-47,149043	-68,743474
3	1,35646278	-49,8	-63,710859	-112,1544
3,5	-17,548048	-58,1	-80,350078	-155,99813
4	-31,854813	-66,4	-95,958339	-194,21315
4,5	-37,815329	-74,7	-109,49595	-222,01128

5	-33,867889	-83	-120,06115	-236,92904
5,5	-21,046757	-91,3	-126,95018	-239,29693
6	-2,7111847	-99,6	-129,70414	-232,01532
6,07	0,03085241	-100,762	-129,74576	-230,47691

Tabla 33. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = -\pi$.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\psi = -2\pi$			
	1° Término	2° Término	3° Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,5	18,7388332	-19,6	-2,1606409	-3,0218077
1	32,5679233	-39,2	-8,4986399	-15,130717
1,5	37,8639242	-58,8	-18,591813	-39,527889
2	33,2392359	-78,4	-31,767839	-76,928603
2,5	19,9055684	-98	-47,149043	-125,24347
3	1,35646278	-117,6	-63,710859	-179,9544
3,5	-17,548048	-137,2	-80,350078	-235,09813
4	-31,854813	-156,8	-95,958339	-284,61315
4,5	-37,815329	-176,4	-109,49595	-323,71128
5	-33,867889	-196	-120,06115	-349,92904
5,5	-21,046757	-215,6	-126,95018	-363,59693
6	-2,7111847	-235,2	-129,70414	-367,61532
6,07	0,03085241	-237,944	-129,74576	-367,65891

Tabla 34. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = -2\pi$.

Tiempo (M.a)	Profundidad del agua $\psi = -3\pi$			
	1° Término	2° Término	3° Término	w(t) (m)
0	0	0	0	0
0,5	18,7388332	-29,4	-2,1606409	-12,821808
1	32,5679233	-58,8	-8,4986399	-34,730717
1,5	37,8639242	-88,2	-18,591813	-68,927889
2	33,2392359	-117,6	-31,767839	-116,1286
2,5	19,9055684	-147	-47,149043	-174,24347
3	1,35646278	-176,4	-63,710859	-238,7544
3,5	-17,548048	-205,8	-80,350078	-303,69813
4	-31,854813	-235,2	-95,958339	-363,01315
4,5	-37,815329	-264,6	-109,49595	-411,91128
5	-33,867889	-294	-120,06115	-447,92904
5,5	-21,046757	-323,4	-126,95018	-471,39693

6	-2,7111847	-352,8	-129,70414	-485,21532
6,07	0,03085241	-356,916	-129,74576	-486,63091

Tabla 35. Valores calculados en Excel, para los tres términos definidos en la ecuación de la profundidad del agua $w(t)$, para un tiempo de 6.07 M.a. Para el cálculo del segundo término (aporte tectónico), se aplicó el valor del parámetro adimensional $\psi = -3\pi$.

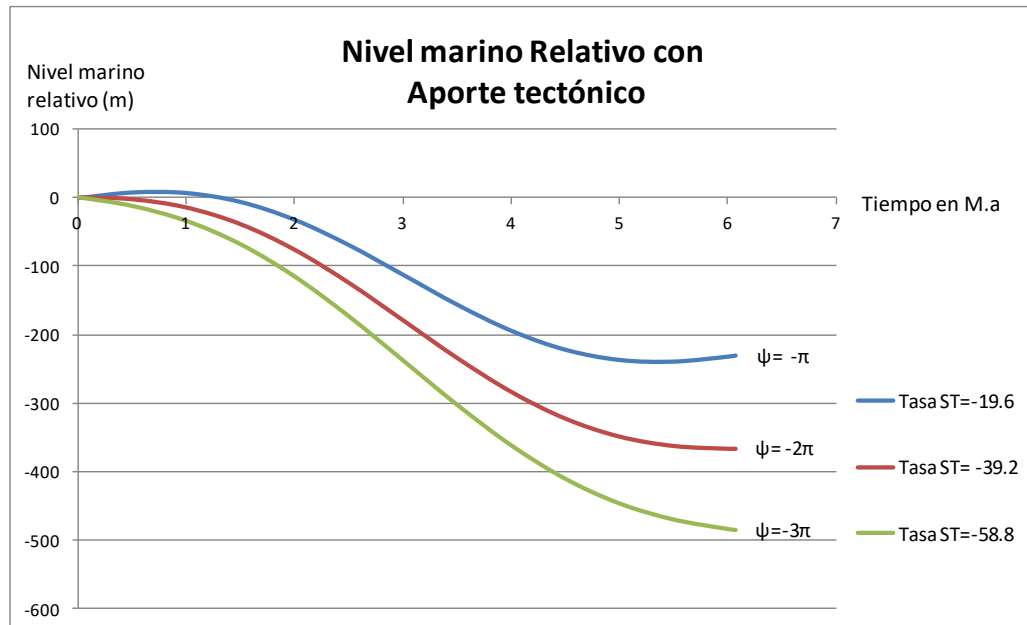


Gráfico 18. Gráfica de la variación del nivel marino, para un tiempo de 6.07 M.a, una amplitud de 37.87 metros y una tasa de sedimentación de 38.58 m/M.a. Se observan 3 curvas definidas para diferentes tasas de subsidencia tectónica (-19.6; -39.2; -58.8).